UNIVERSITE DE GENEVE
Laboratoire de Géophysique

FACULTE DES SCIENCES
Professeur C. Meyer de Stadelhofen

ELABORATION D'UNE CARTE D'ANOMALIE DE BOUGUER

ETUDE DE LA VALLEE DU RHONE
DE ST-MAURICE A SAXON (SUISSE)

THESE

présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Genève
pour obtenir le grade
de docteur ès sciences géophysiques

par
Jean-Jacques U. WAGNER
de Genève

Thèse N° 1483

1968

Genève
Blanc-Wittwer S.A.
1970

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545903_0048

UNIVERSITE DE GENEVE
Laboratoire de Géophysique

FACULTE DES SCIENCES
Professeur C. Meyer de Stadelhofen

ELABORATION D'UNE CARTE D'ANOMALIE DE BOUGUER

ETUDE DE LA VALLEE DU RHONE
DE ST-MAURICE A SAXON (SUISSE)

THESE

présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Genève
pour obtenir le grade
de docteur ès sciences géophysiques

par
Jean-Jacques U. WAGNER
de Genève

Thèse N° 1483

Genève
Blanc-Wittwer S.A.
1970

La faculté des sciences, sur le préavis du professeur Camille Meyer de Stadelhofen, directeur de thèse, et d'une commission composée des professeurs Augustin Lombard et Marc Vuagnat, autorise l'impression de la présente thèse, sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont énoncées.

Genève, le 20 décembre 1968 Le doyen : Marc VUAGNAT

Thèse N° 1483

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Extrait des Matériaux pour la Géologie de la Suisse
Série Géophysique N° 9, 1970

TABLE DES MATIERES

Page

AVANT-PROPOS 5

INTRODUCTION 6

PREMIERE PARTIE - ANOMALIE DE BOUGUER

CHAPITRE 1. GRAVIMETRIE THEORIQUE 7
1.1. Introduction 7
1.2. Concept du modèle 7
1.3. Modèles terrestres 8
1.4. Modèles de Bouguer 9
1.4.1. Remarques 10

CHAPITRE 2. CALCUL DU MODELE DE BOUGUER 11
2.1. Introduction 11
2.2. Ellipsoïde de référence 11
2.3. Effet air libre 12
2.4. Effet du terrain 13
2.5. Effet de Bouguer 14
2.5.1. Attraction du plateau de Bouguer 14
2.5.2. Critique du postulat Plateau Bouguer 14
2.6. Attraction d'une "calotte sphérique" 15
2.6.1. Calcul de l'attraction d'une "calotte sphérique" par la formule de Bullard 17
2.7. Comparaison de l'attraction de la calotte sphérique avec l'attraction du plateau Bouguer 17
2.8. Effet du relief topographique 18
2.8.1. Choix de la dimension de la zone d'influence pour le calcul de l'attraction des masses topographiques 20
2.8.2. Procédés pour l'estimation de l'effet du relief 21
2.8.2.1. Modèles topographiques 22
2.8.3. Méthode classique dite des zones de Hayford 23
2.8.3.1. Principe de calcul de l'attraction d'une couronne cylindrique 24
2.8.4. Méthodes numériques pour ordinateur 25
2.8.5. Attraction d'un prisme 25
2.8.5.1. Principe de calcul de l'attraction d'une "ligne de masse" verticale 26
2.8.5.2. Limitation de la méthode des lignes de masse 28
2.8.6. Quelques considérations sur les altitudes moyennes 28

CHAPITRE 3. DU MODELE DE BOUGUER A L'ANOMALIE DE BOUGUER 30
3.1. Introduction 30
3.2. Anomalie de Bouguer 30
3.3. Densité du modèle de Bouguer 31
3.4. Généralités sur les anomalies de Bouguer 31

DEUXIEME PARTIE - INTERPRETATION GRAVIMETRIQUE

CHAPITRE 4 MISE EN EVIDENCE DES DIFFERENTES ANOMALIES 33
4.1. Introduction 33
4.2. De l'anomalie de Bouguer à la structure géologique 33
4.3. Méthodes de mise en évidence des différentes anomalies 35
4.3.1. Méthodes de calcul de l'anomalie régionale 35
4.3.1.1. Remarques 37
4.3.2. Méthodes de transformations de l'anomalie de Bouguer sur la base de la théorie du potentiel 37
4.3.2.1 Remarques 40
4.3.3. Méthodes de transformations de l'anomalie de Bouguer par filtrage 41
4.3.3.1. Remarques 43

Page

CHAPITRE 5 METHODES D'INTERPOLATION EN GRAVIMETRIE 44
5.1. Digitalisation des anomalies de Bouguer pour le traitement numérique 44
5.2. Méthodes numériques d'interpolation 44
5.2.1. Méthode par moyenne pondérée 45
5.2.2. Méthode par surface analytique 45
5.2.3. Fonction de pondération 45
5.2.4. Méthode d'interpolation par noyau d'information 45
5.3. Choix des dimensions d'une maille du canevas 46
5.4. Effet filtrant de la représentation digitale 46
5.5. Conclusion 47

CHAPITRE 6 INTERPRETATION QUANTITATIVE 48
6.1. Généralités 48

CHAPITRE 7 TRAITEMENT NUMERIQUE DES DONNEES GRAVIMETRIQUES SUR ORDINATEUR 49
7.1. Introduction 49
7.2. Fonctions générales de l'ordinateur 49
7.2.1. Entrée - Sortie 50
7.2.2. Programme et Langage 50
7.3. Traitement des données gravimétriques 51
7.3.1. L'information brute primaire 51
7.3.2. Calcul de l'anomalie de Bouguer 52
7.4. Comparaison avec les méthodes classiques dites "manuelles" 52
7.5. Mise en évidence des anomalies 53
7.6. Conclusion 55

TROISIEME PARTIE - LES ANOMALIES GRAVIFIQUES DANS LA PLAINE DU RHONE

CHAPITRE 8 GENERALITES 57

CHAPITRE 9 ETABLISSEMENT DES CARTES GRAVIMETRIQUES 59
9.1. Introduction 59
9.2. Les mesures de la pesanteur 59
9.3. Coordonnées géographiques et altitudes des stations de mesures 61
9.4. Modèles topographiques - Effet du relief 62
9.4.1. Modèles topographiques digitalisés 62
9.5. Etudes des diverses densités 63
9.5.1. Densités des sédiments non-consolidés 64
9.5.2. Densités des sédiments consolidés 65
9.5.3. Densités des roches métamorphiques et cristallines 65
9.5.4. Densités admises pour le calcul du modèle de Bouguer 66
9.6. Tableau des mesures et calculs 66

CHAPITRE 10 PRESENTATION DES RESULTATS 74
10.1. Introduction 74
10.2. Examen de l'anomalie de Bouguer en Suisse Romande et région avoisinante 74
10.3. Esquisse géologique de la vallée du Rhône région St-Maurice/Saxon 76
10.4. Examen de l'anomalie de Bouguer de la Plaine du Rhône entre St-Maurice et Saxon 77
10.4.1. Examen de la carte schématique de l'anomalie régionale 77
10.5. Les anomalies de Bouguer restreintes 79
10.5.1. Zone de St-Maurice 79
10.5.2. Zone de Martigny 82

CHAPITRE 11 CONCLUSIONS 87

TABLE DES FIGURES 88

BIBLIOGRAPHIE 89

AVANT-PROPOS

Je dédie ce travail à la mémoire de mon maître, M. le Professeur Ed. POLDINI, qui m'a initié à l'art de la géophysique et qui a su me communiquer son enthousiasme pour cette science. C'est sur ses conseils que j'ai entrepris la présente étude.

M. le Professeur C. MEYER DE STADELHOFEN, son successeur, a suivi avec autorité mes recherches. Qu'il soit ici remercié pour sa bienveillance et pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail.

J'exprime ma gratitude à l'égard de Mlle S. CORON, Dr ès Sc., du Bureau Gravimétrique International, pour avoir accepté de faire partie du jury.

Il m'est extrêmement agréable d'exprimer ma reconnaissance à ceux qui m'ont guidé et conseillé au cours de l'étude que je présente ici. Je remercie tout particulièrement:

M. le Professeur Ch. BLANC, du Centre de Calcul Electronique de l'Ecole Polytechnique de Lausanne, qui a mis à ma disposition l'ordinateur du Centre.

M. le Professeur B. LEVRAT, du Centre de Calcul Electronique de l'Université de Genève, qui m'a conseillé dans le domaine de la programmation.

M. D. PLOUFF, Dr ès Sc., du U.S. Geological Survey, auquel je suis redevable d'une aide particulièrement efficace.

Mes sincères remerciements vont également à mon collègue et ami, M. R. OLIVIER, Assistant au Laboratoire de Géophysique, avec qui j'ai développé le traitement numérique dans notre Institut.

D'autre part, je ne saurais oublier la franche camaraderie que j'ai trouvée auprès de M. E. KLINGELE, avec lequel j'ai eu de fructueuses discussions.

Je remercie aussi la maison IBM qui m'a accordé une bourse pour mes travaux de traçage de cartes gravimétriques.

Qu'il me soit permis, avant de terminer ce préambule, de remercier enfin les personnes qui ont collaboré à la mise au point de mes dessins, Mme E. KLINGELE, MM. G. REINHARD et P. ZBINDEN.

INTRODUCTION

L'investigation géophysique procède le plus souvent par la comparaison de mesures réelles avec une norme que l'on se donne à priori. Nous avons choisi d'illustrer cette démarche dans le cas de la gravimétrie par une étude de la région de Saint-Maurice - Saxon dans la vallée du Rhône, au coeur des Alpes.

Notre travail consistera donc à montrer comment on choisit la norme, le modèle qui servira de charpente, puis comment on exécute les mesures.

Finalement, nous dégagerons la notion d'anomalie, issue de la comparaison entre la norme et les mesures, et essayerons d'interpréter cette anomalie, c'est-à-dire de rattacher à des causes géologiques les différences entre le modèle à priori et les résultats de nos observations.

ANOMALIE DE BOUGUER

CHAPITRE 1 – GRAVIMETRIE THEORIQUE

1.1. INTRODUCTION

Les études gravimétriques sont fondées sur l'observation des variations de la pesanteur à la surface du sol. Nous les divisons selon deux orientations qui ne s'excluent pas mais qui sont au contraire complémentaires, pour des synthèses à l'échelle de la planète.

Il y a d'une part l'orientation qui s'occupe de la forme de la terre, que l'on rattache à la Géodésie, et d'autre part celle qui s'intéresse aux couches supérieures et superficielles de notre globe, que l'on intègre à la géophysique.

Les recherches que nous poursuivons nous placent dans le cadre de la deuxième orientation.

Toutes les études gravimétriques reposent fondamentalement sur la loi de Newton connue sous le nom de "loi universelle de la gravité":

"Toute particule de matière, dans l'univers, attire toute autre particule avec une force agissant selon la direction de la droite les reliant et dont l'intensité est proportionnelle au produit de leurs masses et inversément proportionnelle au carré de leur distance."
(Philosophiae Naturalis Principia Mathematica, Livre III, propositions I-VIII).

De là, on déduit que la gravité terrestre, principalement l'attraction due aux masses internes, est une fonction de celles-ci et de leurs positions par rapport à une station d'épreuve.

La gravimétrie est donc une méthode d'investigation qui permet, à partir de la connaissance du champ de pesanteur mesuré, d'obtenir des informations sur la distribution des masses.

Une remarque fondamentale s'impose d'emblée: le comportement de ce champ naturel est complexe malgré la simplicité apparente de la loi qui le régit. C'est pourquoi le premier problème de l'interprétation est tout d'abord l'introduction d'un champ défini comme normal, sur la base d'un modèle, et ensuite la mise en évidence de l'écart entre ce dernier et la réalité. On postule que cet écart est anormal. Le second problème est d'attribuer une cause à ce phénomène.

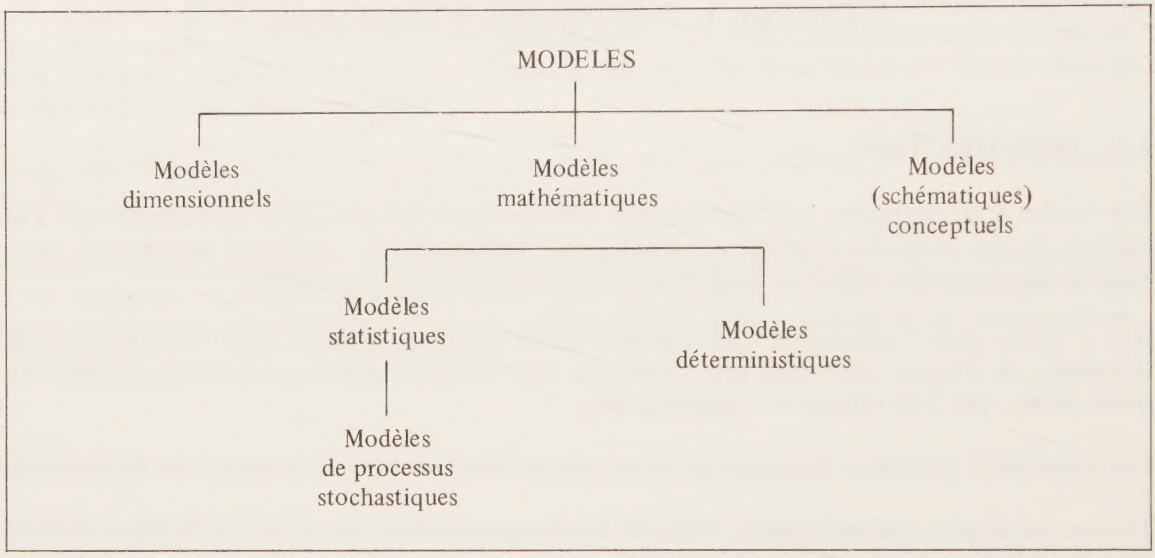
1.2. CONCEPT DU MODELE

La notion de modèle est un concept de base des hypothèses de travail en gravimétrie.

Krumbein et Sloss (1963) suggèrent que pour la recherche " . . . de principes généralisants, il est un moyen philosophique utile: celui de reconnaître des MODELES - charpentes con-

ceptuelles auxquelles on réfère des observations en tant qu'aide pour l'identification et en tant que base pour la prédiction".

A priori, le choix d'un modèle est libre. Ce dernier peut prendre plusieurs formes et sa réalité est toute relative. Malgré cette dernière considération, on est très souvent tenté de prendre le modèle pour une réalité, en masquant ainsi les lacunes de nos connaissances. Le modèle ne peut être un moyen fécond qu'à condition que l'on retienne qu'il n'a que les qualités du raisonnement sur lequel on l'a construit. En résumé, nous dirons qu'un modèle est une charpente permettant essentiellement de structurer ou de mettre en relation les données d'un problème. Krumbein et Graybill (1965) proposent une classification schématique des modèles.



Ces différentes classes ne s'excluent pas mutuellement. Nous préciserons au fur et à mesure de leur emploi leurs caractères spécifiques.

1.3. MODELES TERRESTRES

L'observation montre que l'écorce terrestre est hétérogène. Il est nécessaire de mettre en évidence ce phénomène dans le contexte gravimétrique de manière à ce qu'il soit possible de l'analyser qualitativement et, dans une phase ultérieure, si les conditions sont bonnes, de passer à une analyse quantitative. Cette mise en évidence se fait en utilisant un référentiel, le modèle. On le définit dans ce cas comme une construction idéalisée maîtrisable, satisfaisant aux lois physiques impliquées dans le phénomène étudié. De ce modèle initialement conceptuel, on passe à un modèle déterministique. La comparaison de ce dernier avec le monde réel fournit des informations sur les écarts entre les valeurs prédites et les valeurs mesurées. Tout l'art de l'interprétation est mis au service de l'analyse de ces écarts.

Pour des raisons d'usage, nous attribuons formellement la notion de "normal" au modèle utilisé, par conséquent, on appelle "anormaux" les écarts calculés. Ces écarts sont principalement le reflet de l'hétérogénéité de la distribution des paramètres physiques impliqués dans l'étude.

En gravimétrie, ce sont les anomalies de la pesanteur que nous mettons en évidence. Celles-ci s'obtiennent en comparant les valeurs de la pesanteur "g" mesurées sur la terre à celles que l'on peut calculer sur un modèle dérivant d'une forme analytique idéalisée de la terre: l'ellipsoïde.

Levallois J.J. (1967) a développé une théorie fort intéressante des modèles terrestres dans le but de faire disparaître certaines contradictions qui entachent la théorie des "réductions" gravimétriques. Le point de départ de sa théorie peut se formuler par l'expression générale suivante:

$$\Delta g = g_M - (\gamma_0 - d\bar{\gamma}) \tag{1}$$

où

g_M = valeur mesurée en un point M de la surface physique de la terre.

γ_0 = valeur théorique de la pesanteur ou point correspondant à M, sur l'ellipsoïde.

$d\bar{\gamma}$ = terme sous lequel on fait intervenir les différents éléments permettant l'amélioration du modèle de base, par exemple l'adjonction de matière pour simuler le terrain: effet de Bouguer, effet de relief topographique.

Δg = anomalie.

"Sous cette forme", déclare Levallois, "l'anomalie prend l'aspect d'une différence de pesanteur entre le point M de la surface topographique et un point M' d'une terre modèle constituée en ajoutant à l'ellipsoïde l'ensemble des accidents de terrains".

En posant

$$\gamma_{M'} = \gamma_0 - d\bar{\gamma}$$

l'équation (1) peut encore s'écrire sous la forme:

$$\Delta g = g_M - \gamma_{M'} \tag{2}$$

où $\gamma_{M'}$ est la valeur théorique du modèle.

En géophysique appliquée, cette valeur théorique est déterminée par le modèle de Bouguer, lequel est jugé satisfaisant par l'expérience pour des études régionales et locales.

1.4. MODELES DE BOUGUER

Les modèles qui nous intéressent s'appuient sur une forme analytique simple de la terre: l'ellipsoïde. On surmonte celui-ci du relief topographique, ce qui donne au tout une forme aussi rapprochée que possible de la réalité. Cependant c'est le champ théorique de la pesanteur du modèle qui importe et non sa forme géométrique. Un modèle de Bouguer s'élabore de la façon suivante:

La valeur de la pesanteur théorique d'un point M' du modèle est fonction:

1. de ses coordonnées géographiques (ϕ , λ)
2. de son altitude h.

Ces paramètres permettent de calculer les effets suivants:

1. La valeur γ_0 de la pesanteur théorique au niveau de l'ellipsoïde en fonction de (ϕ, λ).

2. La valeur du changement de la pesanteur qui résulte du passage du niveau de référence, l'ellipsoïde, à l'altitude h où l'on désire calculer la valeur du modèle, et ceci en l'absence de matériaux entre le point de départ et celui d'arrivée. Ce changement se dénomme "effet à l'air libre" ($\Delta g_{a.l.}$) et est fonction de l'altitude, et dans une moindre mesure, de la latitude.

3. La valeur du changement de la pesanteur provoqué par l'introduction de matériaux entre le niveau de référence et la surface physique simplifiée représentant schématiquement la surface de la terre. Ce changement se dénomme "effet de terrain" (Δg_t), il est fonction de l'altitude, et ce qui est très important, de la densité des matériaux (roches).

Sous forme algébrique, l'intensité de la pesanteur théorique en un point donné M' est:

$$\gamma_{M'} = \gamma_0 - \Delta g_{a.l.} + \Delta g_t \qquad (3)$$

Pour résumer, nous pouvons dire avec H. Naudy et R. Neumann (1965) que la valeur théorique de la pesanteur est d'abord empruntée à l'ellipsoïde (au point ayant sur cette surface les mêmes coordonnées que celles de la station sur la terre réelle), est ensuite transportée au niveau de la station, puis subit une opération de reconstruction consistant à ajouter à l'effet de l'ellipsoïde celui de la topographie réelle affectée d'une densité constante.

1.4.1. Remarques

Il est très important que le gravimétricien se forme à cette démarche, car trop nombreux encore sont ceux qui veulent réduire les valeurs observées à un certain niveau de référence, communément le niveau de l'ellipsoïde. Naudy et Neumann (1965) montrent par un exemple que l'interprétation physique des valeurs réduites à ce niveau, en tant qu'anomalies sur celui-ci, est une aberration. D'ailleurs Grant et Elsaharty (1962) ont déjà soulevé ce problème. Ils mettent en évidence que ce processus revient à considérer les effets air libre et de terrain comme identiques à une prolongation analytique vers le bas du champ mesuré à la surface. Or ceci n'est pas le cas.

CHAPITRE 2 – CALCUL DU MODELE DE BOUGUER

2.1. INTRODUCTION

Nous avons jugé utile de présenter dans ce travail les diverses formules de base qui permettent le calcul des différents termes de l'équation décrite précédemment.

2.2. ELLIPSOIDE DE REFERENCE

L'ellipsoïde est un premier modèle de la terre, figure de révolution, approximant au mieux le géoïde. Ce dernier représente une forme d'équilibre de notre globe que l'on obtiendrait si la surface moyenne des océans au repos était supposée se prolonger sous les continents.

La notion d'équilibre implique une forme irrégulière en raison de l'inégale répartition des masses et de leurs densités diverses. Il n'est pas aisé de construire un modèle satisfaisant sur une surface tourmentée, c'est pourquoi on a cherché une expression analytique simple; celle définie par l'ellipsoïde s'est imposée. Cet ellipsoïde représente une surface moyenne du géoïde. Les études actuelles montrent que l'écart entre ces deux formes oscille entre ± 50 mètres.

En effet, on convient d'assimiler la terre à un ellipsoïde de révolution homogène, animé d'une vitesse de rotation uniforme et dont le petit axe correspond à l'axe de rotation de la terre réelle. Le champ de pesanteur à la surface d'un tel ellipsoïde ne dépend que de la latitude.

On peut démontrer que ce corps de raison et son champ de pesanteur sont déterminés par quatre constantes (voir Heiskanen et Moritz, 1967, dans Physical Geodesy). L'Union Internationale de Géodésie et de Géophysique a adopté à Madrid (1924), les valeurs paramétriques suivantes:

demi-axe majeur	a	6 378 388,000 mètres
applatissement	f	1/297,000
valeur de la pesanteur à l'équateur	γ_a	978,049 000 gals
vitesse angulaire	ω	$0{,}729\,211\,51 \cdot 10^{-4}\ s^{-1}$

la FORMULE INTERNATIONALE de la pesanteur à Stockholm (1930)

$$\gamma_0 = 978{,}0490\,(1 + 0{,}005\ 2884 \cdot \sin^2\phi - 0{,}000\ 0059 \cdot \sin^2 2\phi)\ \text{(gal)} \qquad (4)$$

Les travaux récents de cette Union (Lucerne 1967) font ressortir que les paramètres et la formule de la pesanteur de 1924 et 1930 ne représentent plus les dimensions, la forme et le champ de pesanteur avec une précision suffisante. C'est pourquoi elle recommande un nouveau système de référence géodésique (1967) dont nous ne citons que:

demi-axe majeur a 6 378 160 mètres

L'applatissement f correspondant est f = 1/298,25. On voit que le nouveau demi-grand axe de l'ellipsoïde est sensiblement plus petit. La nouvelle valeur de l'applatissement a été établie grâce aux résultats d'observations de satellites artificiels. L'UGGI présentera sur cette nouvelle base une formule de la pesanteur appropriée.

Dans la formule internationale de la pesanteur (1930) la valeur de g à l'équateur a été définie par rapport au réseau gravimétrique international de Potsdam. Là également l'amélioration des mesures a mis en évidence les erreurs affectant le système. On recommande donc la nouvelle valeur de

$g_{Potsdam}$ = 981 260 mgals 1967 (nouvelle valeur)
$g_{Potsdam}$ = 981 274 mgals (ancienne valeur)

La différence de 14 mgals entre ces deux valeurs exige la correction correspondante de la valeur de la pesanteur à l'équateur.

A l'avenir nous trouverons certainement des travaux gravimétriques régionaux qui utiliseront pour leurs calculs la nouvelle formule. Il est donc nécessaire de toujours préciser le système dans lequel l'auteur présente son étude. Quant à nous, nous utilisons actuellement pour nos calculs la formule internationale de 1930 (4) avec l'ancienne valeur de Potsdam.

2.3. EFFET AIR LIBRE

Après avoir défini l'ellipsoïde servant de support à notre modèle, il faut maintenant nous élever au-dessus de lui jusqu'à l'altitude h correspondant à la portion de terre réelle que nous investigons.

La valeur théorique de g décroît au fur et à mesure que l'on s'éloigne radialement de la surface de niveau zéro. Elle diminue en raison inverse du carré de la distance au centre de la terre. Cependant, comme les différences d'altitudes intervenant en prospection sont très petites par rapport au rayon du globe, la diminution du g théorique en fonction de l'altitude peut être considérée comme linéaire. Cette approximation est usuelle. Pour notre part, disposant d'un ordinateur pour effectuer les calculs, nous préférons utiliser une expression plus complète qui fait intervenir non seulement la variation du g avec l'altitude, mais également sa variation en fonction de la latitude. La valeur de la pesanteur du modèle "air libre" est donnée par l'expression générale:

$$\gamma_h = \gamma_0 + \int_0^h (\partial\gamma/\partial h) \cdot dh \qquad (5)$$

et par un développement en série de Taylor on obtient:

$$\gamma_h = \gamma_0 + (\partial\gamma/\partial h)_0 \cdot h + \ldots \qquad (6)$$

Si on néglige les termes ultérieurs, la variation de g est linéaire et s'exprime de la façon suivante:

$$\Delta g_{a.l.} = -(\partial g/\partial h) \cdot h \qquad (7)$$

En résolvant le système, on trouve:

$$\Delta g_{a.l.} = -0{,}3086 \cdot h \quad (\text{mgal/m}) \qquad (8)$$

Si dans une étude régionale les différences d'altitudes entrant en jeu sont importantes, par exemple de plusieurs centaines de mètres, on ajoute à la relation (7) les termes additionnels du développement. Hirvonen (1960) donne une démonstration de la formule complète en partant de la différence de potentiel qui existe entre les deux points envisagés, ce qui finalement permet d'aboutir à l'équation que nous utilisons dans nos calculs:

$$\Delta g_{a.l.} = -0{,}3086 \cdot h - 0{,}00023 \cdot h \cdot \cos 2\phi + 0{,}07254 \cdot 10^{-2} \cdot h^2 \qquad (9)$$

où
h = altitude en mètres
ϕ = latitude en degrés, minutes.

La construction de notre modèle n'est pas encore terminée. Il faut maintenant introduire l'effet des matériaux qui se trouvent en-dessous et au-dessus du point d'altitude h.

2.4. EFFET DU TERRAIN

Les matériaux se trouvant entre la surface de la terre et le niveau de référence zéro exercent une attraction non négligeable (fig. 1). Cette attraction est variable, d'une part à cause de l'hétérogénéité de la distribution des masses et d'autre part à cause de la variation du relief topographique. Le modèle proposé ne tient pas compte des variations provoquées par les hétérogénéités de densité. Nous supposons en effet la densité constante, et discuterons ultérieurement le problème de son choix.

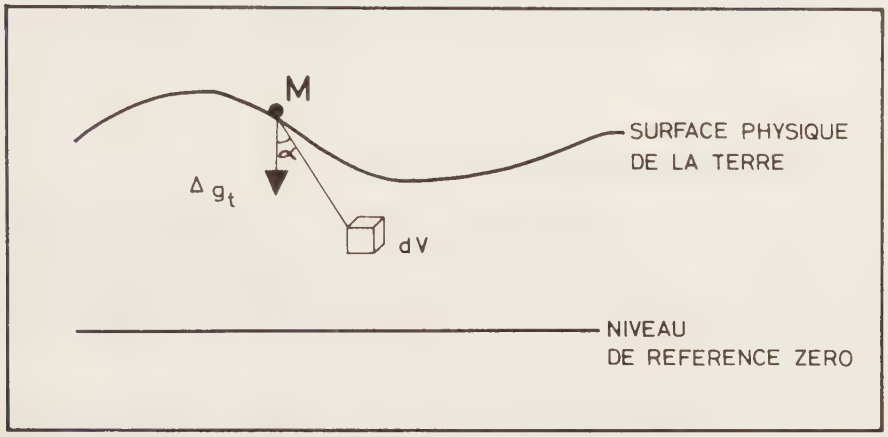


Fig. 1 Effet de terrain

Pour calculer cet effet, nous partons de l'attraction provoquée par un élément de masse dm, produit de l'élément de volume dV par la densité du milieu envisagé, sur un point M' du modèle. Pour obtenir l'effet du terrain global, on intègre sur l'ensemble du volume défini:

$$\Delta g_t = G \int_v (\rho \cdot \cos a / d^2) \cdot dv \qquad (10)$$

où
G = constante universelle de gravité
ρ = densité
a = angle que forme la direction de l'attraction avec la verticale
d = distance à l'élément de masse

Il n'est pas facile d'évaluer cette intégrale, car le volume envisagé du fait des variations du relief topographique n'a pas de forme mathématique analytique. En suivant le raisonnement de Grant et Elsaharty (1962), "on divise par convention le volume en deux parties dont la séparation, une surface horizontale, passe par le point M'." Le volume se décompose alors en une couche horizontale plane d'épaisseur h et un résidu représentant le relief. Ainsi l'équation (10) devient :

$$\Delta g_t = G \int_{c.} (\rho \cdot \cos a / d^2) \cdot dv + G \int_{rel.} (\rho \cdot \cos a / d^2) \cdot dv \qquad (11)$$

Pour rejoindre les dénominations classiques, le premier terme est l'effet de Bouguer et le deuxième l'effet du relief.

2.5. EFFET DE BOUGUER

En ne considérant que la tranche de terrain comprise entre le niveau de référence zéro et l'altitude h, deux possibilités s'offrent à nous pour déterminer son attraction:

1. Soit ce terrain est représenté par une couche horizontale d'extension infinie et d'épaisseur h. Dans la littérature, cette couche est appelée "plateau de Bouguer".

2. Soit la tranche de terrain est représentée par une calotte sphérique centrée sur le point M'. On appelle par définition "calotte sphérique" une couche d'égale épaisseur, placée sur une sphère symétriquement par rapport à un pôle.

L'hypothèse admise sous 1) peut d'ailleurs être considérée comme une approximation de celle admise sous 2). Laplace en 1823, Pratt en 1871 et Hayford se sont attaqués au problème du calcul de l'attraction de la calotte sur son pôle. C'est finalement Cassini qui en calcula les tables, encore couramment utilisées.

Nous discuterons maintenant des deux possibilités de calcul.

2.5.1. Attraction du plateau de Bouguer

L'attraction au point M' de cette tranche de terrain, vaste couche horizontale infinie, homogène et de densité constante, se calcule très facilement à partir de l'intégrale (10). Dans un système de coordonnées rectangulaires où z représente l'axe vertical, les limites d'extension du volume dans le plan des x, y, étant l'infini, on obtient par intégration:

$$\Delta g_{pl} = 2\pi G\rho \int_0^h dz = 2\pi G\rho h \qquad (12)$$

La constante universelle de gravitation sera éliminée de (12) en utilisant la valeur moyenne de la pesanteur qui est:

$$g_m = GM/R^2 = (4/3)\cdot G\pi\rho_m R^3/R^2$$
$$= (4/3)\cdot G\pi\rho_m R \qquad (13)$$

où
M = masse de la terre
R = rayon moyen de la terre
ρ_m = densité moyenne de la terre

De (13) on tire la valeur de G et on l'introduit dans (12) qui devient:

$$\Delta g_{pl} = [3\rho g_m/(2\rho_m R)]\cdot h \qquad (14)$$

En adoptant les constantes numériques suivantes:

$$\rho = 1{,}0 \quad \text{Densité unitaire}$$
$$\rho_m = 5{,}52$$
$$2g_m/R = 0{,}3085 \quad \text{(mgal/m)}$$

L'expression Plateau Bouguer prend sa forme canonique:

$$\Delta g_{pl} = 0{,}0419_{29}\cdot\rho\cdot h \ \text{(mgal/m)} \qquad (15)$$

2.5.2. Critique du postulat Plateau Bouguer

On peut admettre que la représentation du plateau est valable pour les masses situées à proximité du point d'étude, mais au fur et à mesure que l'on s'en éloigne entre en action la

courbure terrestre. Il n'est alors plus possible d'admettre cette représentation car notre plateau, se prolongeant latéralement dans les "airs", ne s'adapte pas au modèle primordial (fig. 2).

Nous empruntons au R.P. Lejay (1947) l'essentiel de cette critique: " . . . Il est vrai que les masses lointaines du plateau horizontal hypothétique de Bouguer n'exercent qu'une action insignifiante, mais il n'est pas vrai que les masses lointaines de la terre réelle, situées non sur l'horizon de la station mais sur le sphéroïde, aient une action négligeable".

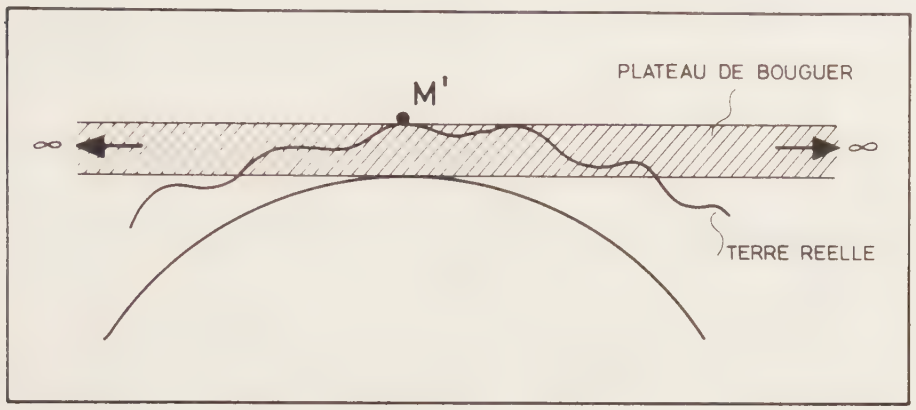


Fig. 2 Plateau Bouguer

Cela ne signifie pas qu'il faille bannir cette possibilité de calcul. Son application dépend de l'étendue de la région investiguée. Il est recommandé de l'utiliser pour des études locales ou encore pour celles où les variations du relief topographique sont peu accentuées.

2.6. ATTRACTION D'UNE "CALOTTE SPHERIQUE"

On peut à priori se poser la question pourquoi ne pas introduire une couche sphérique entourant tout le modèle et ceci en lieu et place d'une "calotte", couche d'extension restreinte.

Une étude de ce problème montre que l'on introduit des influences parasites qui ont un même ordre de grandeur que les effets de terrain dont on veut tenir compte.

Pour trouver une expression donnant la valeur de l'attraction d'une "calotte sphérique", sur le point d'épreuve situé à son pôle, on détermine d'abord la valeur du potentiel newtonien en ce point (fig. 3):

$$U = Gm/r \tag{16}$$

Soit r_1 la distance du centre d'une sphère O au point d'application P_1 pôle de la "calotte".

Soit encore r_2 le rayon vecteur issu de O au point M situé dans la "calotte" sur l'axe OP_1:

$$r_1 > r_2$$

Décrivons autour de M un cercle de "rayon sphérique" R_2 de manière à ce que ce cercle représente le lieu des points P_2 ayant même distance à P_1.

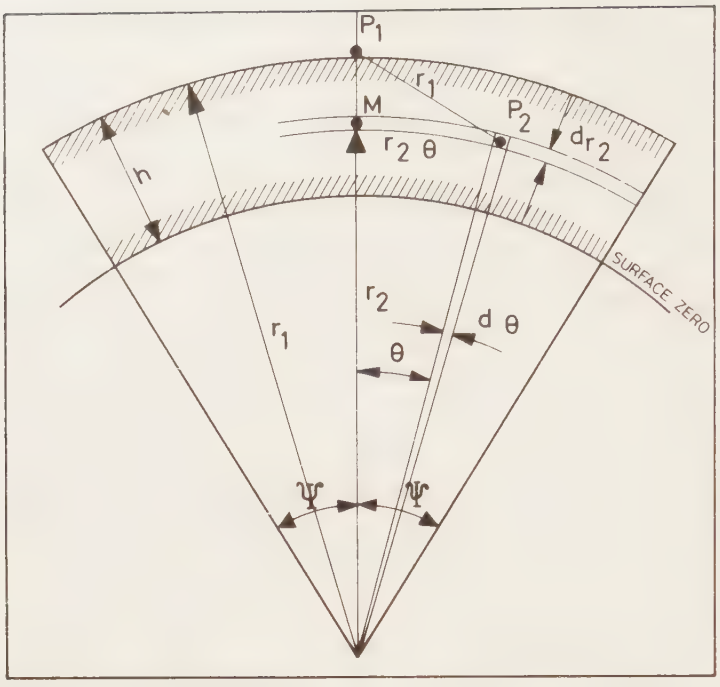


Fig. 3 "Calotte sphérique"

La distance $P_1 P_2 = r_{12}$ est en vertu du théorème du cosinus:

$$r_{12} = \sqrt{r_1^2 + r_2^2 - 2r_1 r_2 \cos\theta} \tag{17}$$

On peut définir en P_2 un volume élémentaire, en donnant à θ et à r_2 un accroissement respectivement de $d\theta$ et de dr_2, on obtient alors:

$$dv = dr_2 \cdot r_2 \cdot d\theta \cdot 2\pi \cdot r_2 \cdot \sin\theta \tag{18}$$

Le potentiel élémentaire d'une "calotte sphérique" d'épaisseur dr_2 sera, si le bord de la couche est défini par l'angle ψ

$$dU_1 = 2\pi G\rho r_2^2 dr_2 \int_0^{\psi} \sin\theta d\theta / \sqrt{r_2^2 + r_1^2 - 2r_1 r_2 \cos\theta} \tag{19}$$

En intégrant par rapport à ces limites et en différentiant le résultat:

$$d(\Delta g_{sph}) = -\partial (dU_1)/\partial r_1 \tag{20}$$

on obtient l'attraction verticale d'une "calotte sphérique" d'épaisseur infinitésimale sur le point polaire P_1

$$d(\Delta g_{sph}) = 2\pi G\rho (r_2^2/r_1^2) \cdot dr_2 \left[1 - \left\{ (r_1 \cos\psi - r_2) / \sqrt{r_1^2 + r_2^2 - 2r_1 r_2 \cos\psi} \right\}\right] \tag{21}$$

Finalement, pour avoir l'attraction de la "calotte" d'épaisseur h, on intègre l'expression ci-dessus entre $r_2 = r_1 - h$ et r_1 = rayon moyen du sphéroïde.

La formule se trouve en général sous la forme suivante avec:

$$y = h/r_1 \quad \text{et} \quad x = \sin(\psi/2)$$
$$T = 4x^2 + 4x^2 y + y^2$$

alors

$$\Delta g_{sph} = 2\pi G\rho r_i^2 \{ y(1 + y + (1/3)y^2) + [1 - (14/3)x^2 + 4x^4 + y(1 - (2/3)x^2) + (1/3)y^2]\sqrt{T} - [1 - (14/3)x^2 + 4x^4] \cdot 2x - \cos\psi \cdot \sin^2\psi \cdot \ln[(2x^2 + y + \sqrt{T})/2x(1 + x)] \} \quad (22)$$

De même que pour l'équation (12) donnant l'attraction du plateau de Bouguer, on peut remplacer la valeur de G par celle tirée de la relation (13).

Le résultat de la formule (22) correspond à celui donné par G. Cassini. On en trouve une démonstration complète chez Lejay (1947) et Baeschlin (1948).

2.6.1. Calcul de l'attraction d'une "calotte sphérique" par la formule de Bullard

Bullard (1936) a publié les valeurs d'un terme correctif qui tient compte de l'écart existant entre l'attraction de ce plateau et celle de la "calotte". En éliminant l'effet du relief de son expression, on écrit:

$$\Delta g_B = A \cdot h - b \quad (23)$$

Le coefficient A est défini par rapport à la densité moyenne de la terre ρ_m et à la densité de la couche envisagée ρ (voir 2.5.1). L'auteur a choisi $\rho_m = 5{,}53$ et $\rho = 2{,}67$ d'où A = 1,118, b représente le terme correctif.

Disséquons l'effet de Bouguer selon Bullard. On remarque qu'au plateau de Bouguer est soustrait un terme qui est la différence d'attraction de la "calotte sphérique" et de la couche plane, ce que Lejay met en évidence de la manière suivante:

Attraction Plateau Bouguer + (Attraction "calotte" sphérique - Attraction Plateau Bouguer).

Il est évident qu'indirectement on calcule deux fois la valeur de l'attraction de la couche plane et qu'elle intervient dans les deux cas avec un signe opposé, ce qui revient à l'éliminer. Cet artifice peut être utile si on ne dispose pas de moyen de calcul approprié. Il devient par contre inutile lorsqu'on le retrouve comme méthode de calcul dans un programme pour ordinateur puisque nous disposons déjà des formules exactes.

2.7. COMPARAISON DE L'ATTRACTION DE LA "CALOTTE SPHERIQUE" AVEC L'ATTRACTION DU PLATEAU BOUGUER

On peut essayer de comparer les deux attractions en fonction du coefficient de la formule plateau Bouguer. La méthode proposée par Schleusener (1953) est la suivante:

On détermine pour une densité unitaire la valeur de l'attraction due à une "calotte" pour différents "rayons sphériques" et différentes épaisseurs. On divise ces valeurs par les épaisseurs respectives. Ces rapports sont analogues au coefficient de Bouguer auquel on les compare. Schleusener a tracé un diagramme (fig. 4) qui exprime le rayon de la couche sphérique en fonction de son épaisseur. Le coefficient de Bouguer est pris comme paramètre. L'interprétation physique de cette courbe est très intéressante. Elle met en évidence que l'attraction du plateau Bouguer, si elle est transposée en valeur d'attraction de "calotte", représente l'effet de cette dernière, mais avec un rayon variable en fonction de son épaisseur. Par conséquent, l'effet de l'attraction négligé est également variable d'un point à un autre du modèle.

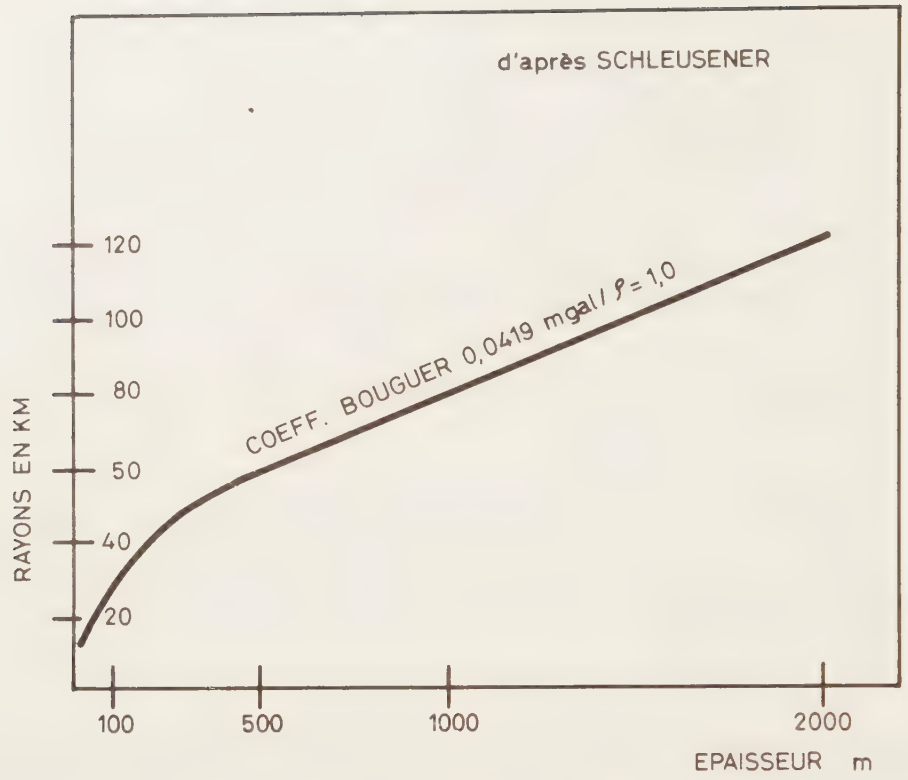


Fig. 4 Equivalence entre le plateau Bouguer d'épaisseur h et une "calotte sphérique" de rayon R

Dans une étude où les variations d'altitudes sont importantes, la formule du plateau Bouguer n'est alors plus satisfaisante.

En vertu de ces considérations, il ressort une fois de plus qu'il est préférable d'appliquer la formule donnant directement l'attraction d'une "calotte sphérique" avec un rayon donné. Le rayon choisi conventionnellement est celui de la Zone O de Hayford dont le demi-angle au centre de la sphère est de 1° 29' 58"

2.8. EFFET DE RELIEF TOPOGRAPHIQUE

Nous examinerons dans ce paragraphe les différentes possibilités qui nous sont offertes pour résoudre la part de l'effet de terrain non assimilable à une forme analytique simple. Nous avions défini sous (2.4) que l'effet de relief correspondait à l'action des fluctuations de la topographie par rapport à un niveau de référence passant par l'altitude de la station.

Afin de ne pas perdre de vue l'ensemble de notre démarche, revenons au modèle de Bouguer que nous construisons. Nous avons pris comme support l'ellipsoïde, puis nous nous sommes élevés au-dessus de lui jusqu'à l'altitude de la station à étudier, ceci en l'absence de matériaux, et enfin, nous avons intercalé dans cet espace une couche de matière d'épaisseur constante sous forme d'une "calotte sphérique". Nous pouvons appeler cet ensemble "le modèle de Bouguer brut" qui serait un modèle de Bouguer complet si nous nous trouvions, par rapport à la terre réelle, sur une vaste plaine. D'ordinaire il est nécessaire de tenir compte du relief. Comme nous venons de le montrer, notre modèle est lisse, c'est-à-dire que d'une part nous avons comblé arbitrairement les dépressions situées en-dessous du niveau de référence qu'est l'altitude de la station, et que d'autre part nous avons fait abstraction de ce qui se trouve au-dessus.

On montre qu'à proximité du point d'épreuve, le comblement d'une dépression, relief négatif, a même action sur ce point que le fait de négliger un relief positif (fig. 5).

Considérons les creux topographiques: en les comblant, dans notre modèle nous avons ajouté des masses dont le centre de gravité est situé en-dessous du niveau de référence. Elles exercent une attraction artificielle dirigée vers le bas.

En d'autres termes, la composante verticale de cette attraction S augmente indûment la valeur de la pesanteur théorique en M', il faut donc la soustraire à cette valeur:

$$-\Delta g_{T+}$$

Quant aux reliefs positifs, leur centre de gravité se trouve au-dessus du niveau de référence. L'attraction est donc dirigée vers le haut, ce qui revient à dire que la composante verticale de R diminue la valeur du g théorique en M', par conséquent il faut aussi la soustraire:

$$-\Delta g_{T-}$$

L'effet total de ces variations de relief est:

$$-\Delta g_T = -\Delta g_{T-} - \Delta g_{T+} \qquad (24)$$

Du fait de la courbure terrestre, ce raisonnement n'est valable que pour les quinze premiers kilomètres autour de la station. Pour cette démarche, on admet implicitement que la surface de référence est un plan horizontal, ce qui constitue une approximation valable pour une zone ayant le rayon précité.

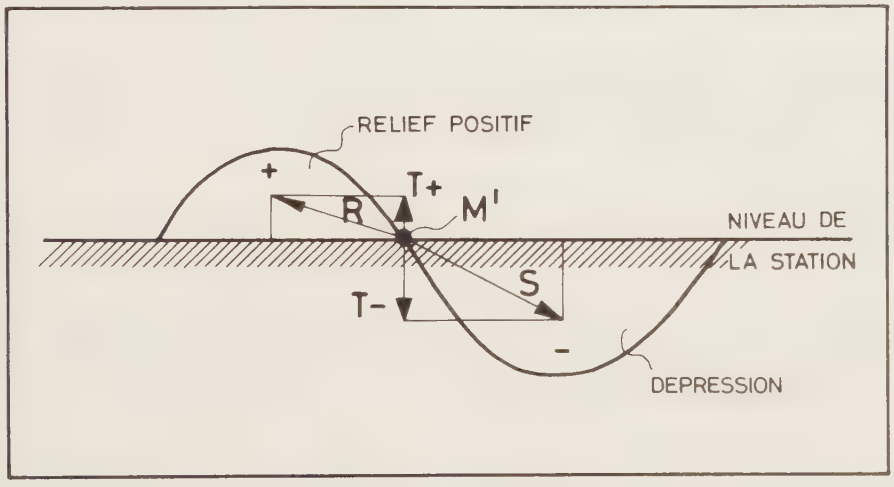


Fig. 5 Effet du relief topographique; la courbure terrestre étant négligeable

Le plan horizontal ne doit pas être confondu avec une topographie horizontale qui est par définition en tout point perpendiculaire à la verticale. Or, en l'absence d'accidents topographiques, et dans l'hypothèse d'un globe sphérique de densité homogène, la verticale est partout dirigée vers le centre de la terre. Il en résulte qu'une topographie horizontale est une surface sphérique ayant même centre que la terre.

Si pour notre relief on tient compte de la sphéricité de la topographie horizontale passant par la station, on constate que les masses situées au-delà de quinze kilomètres environ se présentent par rapport au point d'étude sous deux situations (fig. 6).

1. Une partie de ces masses peut être située au-dessus du plan horizontal. Leur effet est celui que nous avons décrit précédemment.

2. L'autre partie est comprisè entre la surface sphérique d'altitude h et la surface plane d'altitude h à la station (en hachuré sur la figure 6). L'attraction de ces masses est dirigée vers le bas, elles contribuent donc à augmenter la valeur de la pesanteur théorique, contrairement à ce qui se passe pour le relief proche de la station.

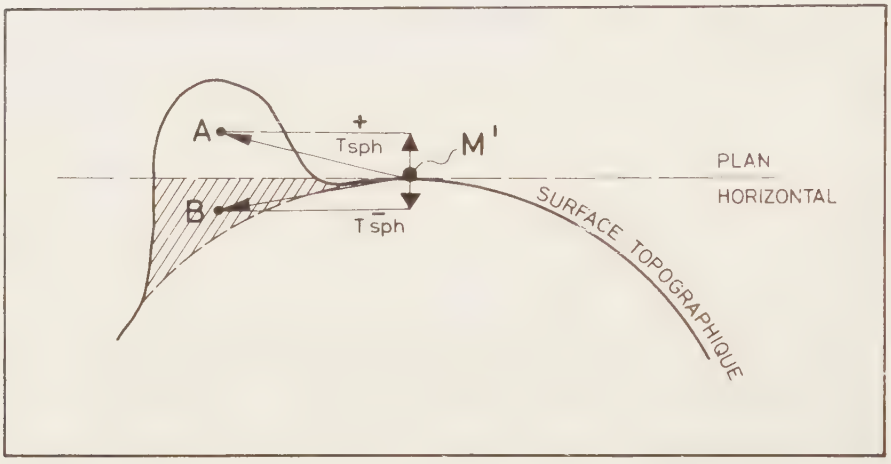


Fig. 6 Effet du relief topographique; la courbure terrestre n'étant pas négligeable

L'action du relief au-dessus du plan horizontal diminue la valeur de g_{th} en M' $- \Delta g_{TA}$ et le relief en-dessous l'augmente $+ \Delta g_{TB}$

L'action globale du relief représenté sur la figure 6 est:

$$- \Delta g_T = - \Delta g_{TA} + \Delta g_{TB} \qquad (25)$$

La contribution positive de l'effet de relief quoique non négligeable, est toujours largement inférieure à celle de la contribution négative. C'est pourquoi nous conservons le signe moins dans la formule générale du modèle de Bouguer.

2.8.1. Choix de la dimension de la zone d'influence pour le calcul de l'attraction des masses topographiques

Une première limitation provient de la dimension de la "calotte sphérique", support du relief. Ayant admis une distance de 166 km, limite extérieure de la zone O_2 de Hayford, on est en droit de se demander si cette option est justifiée. Elle l'est, car si on détermine l'action des masses superficielles à cette distance, on reconnaît qu'elles exercent une attraction minimum; l'angle sous lequel elles sont vues est minimum. En outre, le modèle de Bouguer étant défini pour des investigations d'étendues restreintes, les masses lointaines ont même effet sur l'ensemble des points étudiés et sont alors négligeables. Ceci est un avantage car les documents topographiques, matériel de base pour l'estimation des altitudes, sont très souvent médiocres pour les régions éloignées. Exemple: les régions océaniques. Le relief avoisinant la zone O_2 a de son côté une influence très faible. En définitive, on calcule principalement l'attraction des masses topographiques proches.

Les critères énumérés pour le choix de la zone d'influence ne s'appliquent pas nécessairement à la région définie par le rayon O_2. On peut admettre en règle générale qu'il est utile de prendre en considération une zone telle que l'influence de l'attraction du relief topographique, en dehors d'elle, soit uniforme et constante, sur tous les points étudiés. On en déduit que le rayon de cette zone est fonction de la variabilité du relief, ainsi que de l'étendue de la surface prospectée.

Schleusener (1953) a présenté un travail où il étudie le rapport entre la morphologie et la zone d'influence variable. Ces conclusions se résument par le tableau suivant:

Morphologie	Différence d'altitude maximum	Rayon extérieur maximum recommandé pour le calcul de l'effet du relief
Région à collines	200 m	5 km
Région de montagnes	800 m	20 km
Région de très hautes montagnes	> 800 m	50 km

Cet auteur remarque que pour les régions très montagneuses, dans les Alpes par exemple, les effets de relief sont très variables jusqu'à 20 km environ, s'appaisent entre 20 et 30 km et deviennent presque constants de 30 à 50 km.

Ce tableau n'a qu'une valeur indicatrice. Il faut donc pour une recherche donnée établir le rayon adéquat au moyen des points extrêmes de mesure.

C'est ce que nous avons fait dans la troisième partie de notre travail, dans laquelle nous étudions les anomalies de la pesanteur de la Plaine du Rhône, région située au coeur des Alpes. La délimitation de la zone à négliger a été obtenue en augmentant progressivement le rayon maximum de la zone la plus externe. Nous donnons un graphique relatant cette variation de l'effet de relief jusqu'à 80 km pour cinq stations différentes (fig. 7).

La différence d'altitude maximum du relief topographique dans cette région est de l'ordre de 4.000 mètres. L'augmentation de la valeur de l'attraction du relief pour différentes stations varie entre 0,5 à environ 3,0 mgals lorsque le rayon de la zone d'influence calculée passe de 20 à 40 km. Il en découle qu'on ne peut pas négliger l'influence du relief au-delà de 40 km. Ce n'est qu'aux environs de 60 km que l'augmentation relative devient constante et très faible. Elle reste telle jusqu'à 80 km, limite extrême de notre comparaison. Nous avons donc effectué nos calculs pour la région limitée par un rayon de 60 km.

Le modèle que nous avons choisi admet que la densité des matériaux est constante. Le choix de cette densité pose des problèmes importants, sur lesquels nous reviendrons dans la discussion, sur la signification des anomalies de Bouguer. On retient néanmoins que dans les régions complexes, la méconnaissance des différentes densités introduit souvent des erreurs dont l'effet est supérieur à celui que pourrait donner une amélioration excessive du calcul de l'action du relief.

2.8.2. Procédés pour l'estimation de l'effet du relief

La détermination pratique de l'effet du relief topographique peut s'effectuer selon différents procédés. Nous les groupons en deux catégories suivant le critère des moyens techniques mis en oeuvre.

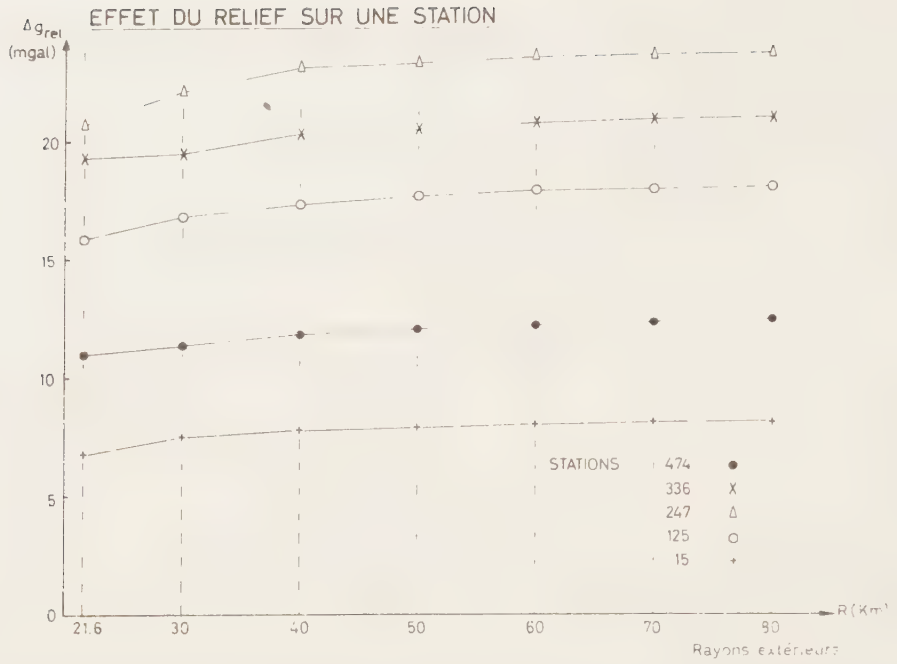


Fig. 7 Effet du relief topographique en fonction du rayon de la zone d'influence dans la plaine du Rhône

1. Méthodes classiques utilisant des gabarits et tables numériques.
2. Méthodes numériques pour ordinateur.

Quelle que soit la méthode employée, les documents de base sont identiques. Ce sont les cartes topographiques qui permettent de construire un modèle du type dimensionnel que nous appelons modèle topographique. Ce modèle ne doit pas obligatoirement représenter le relief réel dans tous ses détails, mais doit fournir une image simplifiée, compatible avec la précision des calculs qu'il facilite.

Les méthodes classiques requièrent autant de modèles topographiques qu'il y a de points de mesures, alors que pour celles utilisant un calculateur électronique (ordinateur), un seul modèle est nécessaire pour toute l'étendue investiguée. Les calculs sont ainsi allégés, et c'est un avantage technique des plus intéressants.

2.8.2.1. Modèles topographiques

Nous avons montré sous 2.4. que pour calculer l'attraction due au relief, il est nécessaire d'intégrer la formule (11) pour le volume qui correspond aux fluctuations de la topographie autour de la surface de référence de la station. Ces volumes ne sont malheureusement pas représentables par une expression analytique simple. Pour déterminer cette intégrale sous quelles que formes qu'elle se présente, il faut l'évaluer approximativement par une sommation. On décompose le volume total en volumes élémentaires, ΔV, caractérisés par une surface élémentaire ΔS et par la hauteur h du compartiment ainsi défini. Il est alors aisé de calculer l'action de ces éléments et d'obtenir leur effet global.

Le problème fondamental consiste à trouver une méthode élégante donnant l'attraction d'un tel élément. Il en existe plusieurs que nous décrirons. En admettant que la hauteur des compartiments soit constante, ce qui n'est pas le cas dans la réalité, on choisit de préférence des aires de surfaces qui facilitent l'estimation d'une hauteur moyenne représentatrice du compartiment.

A priori, il suffit de prendre des surfaces suffisamment petites pour que les variations d'altitudes soient très faibles. Dans ce cas, elles sont sans autre assimilables à un plan. L'opération est possible mais guère rentable pour la rapidité du calcul, le nombre de compartiments devenant trop grand. On cherche donc un compromis entre le critère de rentabilité et celui de la précision.

Pour résoudre ce problème, nous subdiviserons notre carte topographique en petites surfaces et pour chacune d'elles estimerons une altitude moyenne qui la caractérise. Nous construisons ainsi un modèle topographique.

Les deux possibilités qui s'offrent à nous suivant la méthode de calcul utilisée sont:

1. **Gabarits (fig. 8)**
   La subdivision est faite au moyen de cercles concentriques et de leurs rayons. Le gabarit construit sur une feuille transparente est placé sur la carte topographique de même échelle, de manière à ce que son centre corresponde à une station donnée. Les coordonnées sont polaires et ont comme origine la station. Les surfaces sont des secteurs de couronnes.

2. **Quadrillage (fig. 9)**
   La subdivision est faite au moyen d'un quadrillage d'un système de coordonnées fixe. On peut soit utiliser un système de coordonnées rectangulaires, valable pour une projection donnée de carte topographique, soit utiliser un système de coordonnées géographiques (selon latitude et longitude) valable quelle que soit la projection des cartes topographiques. Dans ce système, les surfaces ainsi limitées sont des trapèzes sphériques.

2.8.3. Méthode classique dite des zones de Hayford

On divise la topographie en compartiments au moyen du gabarit représenté par la figure 8 et ceci pour chaque point d'expérience. Les rayons concentriques successifs sont imposés

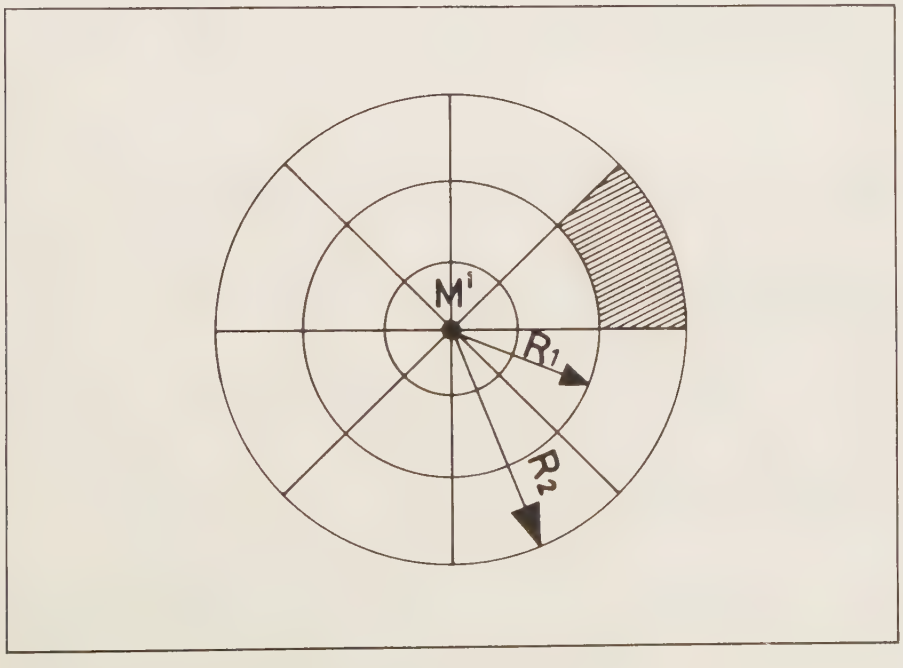


Fig. 8 Gabarit représentant la subdivision en secteurs de couronnes concentriques

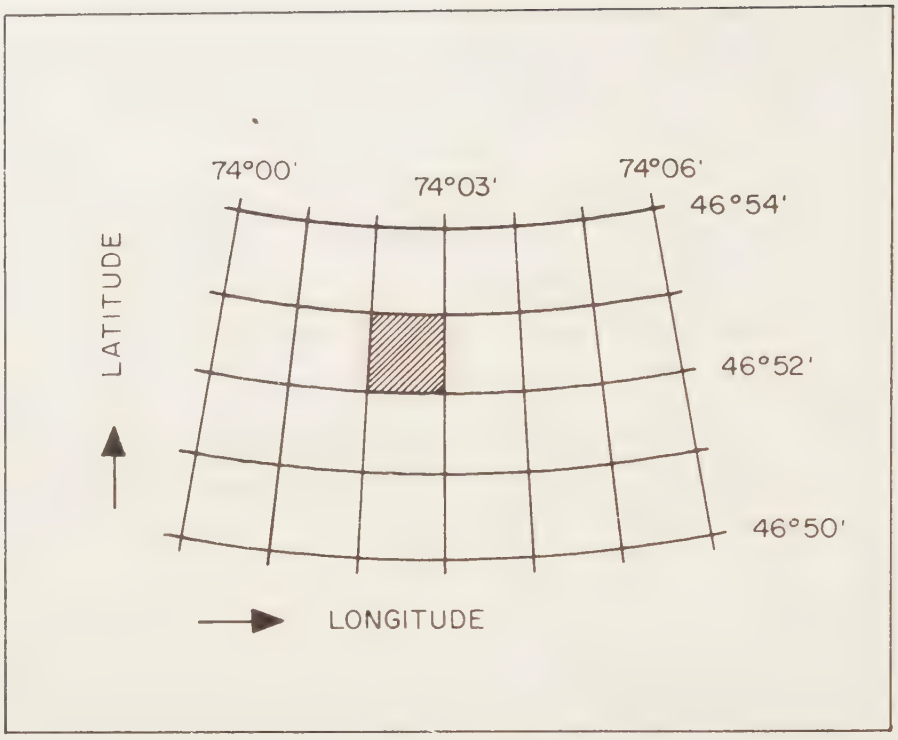


Fig. 9 Compartimentage par coordonnées géographiques

par les tables que l'on emploie, par exemple celles de Cassini qui ont été élaborées sur la base de la subdivision en zones de Hayford. Par contre, nous avons toute liberté pour diviser ces zones en secteurs adaptables aux conditions topographiques. Une fois le gabarit défini, on évalue l'altitude moyenne dans chaque case. Mais il est à noter qu'on ne s'intéresse qu'aux variations d'altitude par rapport à la station. C'est pourquoi, à l'altitude moyenne du compartiment, on soustrait l'altitude du point d'expérience. On érige alors sur chacune des cases la colonne ayant comme section la forme d'un compartiment de couronne et comme hauteur la différence d'altitude définie précédemment. La hauteur, le numéro de la couronne et le nombre de compartiments permettent au moyen de la table d'obtenir la valeur de l'attraction.

2.8.3.1. Principe de calcul de l'attraction d'une couronne cylindrique

Pour les faibles distances, sachant que l'on peut négliger la courbure terrestre, on calcule l'attraction de couronnes cylindriques droites.

Le deuxième membre de l'équation (11)

$$G \int_{rel} (\rho \cdot \cos \alpha / d^2) \cdot dv$$

devient, si l'élément de volume est représenté en coordonnées polaires:

$$d(\Delta g_{cour}) = G\rho \cdot [1/\sqrt{(r^2 + h^2)^3}] \cdot ds \cdot hdh \cdot rdr \qquad (26)$$

avec

$$d^2 = r^2 + h^2$$

où
h = hauteur du compartiment
r = rayon, distance à l'élément de surface
ds = l'élément de surface

Les limites d'intégration sont:

$$0 < s < 2\pi$$
$$r_1 < r < r_2$$
$$0 < h < h_1$$

(26) devient alors

$$\Delta g_{cour} = G\rho \int_0^{2\pi} ds \int_0^{h_1} h \cdot dh \int_{r_1}^{r_2} [1/\sqrt{(r^2 + h^2)^3}] \cdot r \cdot dr \qquad (27)$$

L'attraction d'une couronne cylindrique droite sur son point central placé sur la surface de référence.

$$\Delta g_{cour} = 2\pi G\rho \cdot (\sqrt{r_1^2 + h_1^2} - \sqrt{r_2^2 + h_1^2}) \qquad (28)$$

L'effet global pour N couronnes:

$$\Delta g_T = \sum_{i=1}^{N} \Delta g_{cour} \qquad (29)$$

On utilise ces relations pour des zones s'étendant jusqu'à 5 km, certains auteurs les emploient même jusqu'à une quinzaine de kilomètres.

Pour le calcul de l'attraction de couronne dans les zones où la courbure de la terre est marquée, on fait appel à une formule correspondant à la différence d'attraction de deux "calottes sphériques" ayant respectivement en surface des rayons r_2 et r_2 avec $r_2 > r_1$ (voir 2.6.). La marche à suivre pour l'estimation de l'effet de relief pour ces couronnes est identique à la précédente.

2.8.4. Méthodes numériques pour ordinateur

Pour ces méthodes, le modèle topographique le plus adapté est construit sur la base d'un canevas à mailles carrées. Les dimensions des mailles sont choisies en fonction de la précision que l'on veut atteindre lors du calcul.

On élève sur chaque maille du canevas un prisme représentant l'altitude moyenne dans cette maille. Il reste à chercher une expression donnant l'attraction de ce prisme sur la station.

Une telle méthode est très élégante. Elle permet de confier à l'ordinateur une bonne part du travail de routine. Certes, en attendant les cartes topographiques digitalisées, il faut encore établir la hauteur moyenne dans chaque maille, mais ce travail ne se fait qu'une seule fois pour l'ensemble de l'étude.

2.8.5. Attraction d'un prisme

La formule de l'attraction de gravité d'un prisme à base carrée sur un point est complexe, c'est pourquoi Kane (1962) a proposé la méthode suivante:

On évalue l'attraction d'un tel prisme en calculant celle d'un prisme dont la section correspond à un secteur de couronne, en tenant compte d'un facteur correctif. Ce facteur est le rapport des sections des prismes respectifs.

Cette méthode est bien adaptée au problème du calcul par ordinateur. Elle permet un gain de temps appréciable, par comparaison avec la formule exacte.

Bott (1959) a présenté une méthode où l'attraction du prisme est remplacée par celle d'une "ligne de masse", c'est-à-dire que la masse du prisme est distribuée uniformément le long d'une ligne droite verticale ayant la hauteur du prisme et située au centre de celui-ci. L'auteur a appliqué cette méthode pour des prismes à section carrée.

Heiskanen (1953) a déjà introduit la technique de calcul par "ligne de masse", mais uniquement dans le cadre d'études isostatiques. Il est toutefois intéressant de noter qu'il l'utilise pour des modèles topographiques dont le compartimentage est basé sur les coordonnées géographiques. Les prismes sont alors des trapézoïdes sphériques (voir fig. 9).

C'est à Plouff (1966) qu'il revient d'avoir adapté ces deux dernières conceptions aux calculs de l'effet de gravité du relief; nous avons d'ailleurs avec sa collaboration adopté cette méthode.

2.8.5.1. Principe de calcul de l'attraction d'une "ligne de masse" verticale

Soit O le point d'observation sur le niveau passant par la station, dS une surface élémentaire que l'on admet carrée dans un premier stade, et enfin h la hauteur du prisme qui y est élevé (fig 10). L'attraction verticale d'un élément de masse sur le point O est, si $dx \cdot dy \cdot dh$ représente l'élément de volume:

$$d(\Delta g_{pr}) = G\rho \cdot [1/(x^2 + y^2 + h^2)] \cdot dx \cdot dy \cdot dh \cdot \sin \alpha \qquad (30)$$

où

x, y, h = coordonnées de l'élément de masse dont l'origine est au point d'observation,
α = angle entre le plan de base horizontal et la droite liant la masse élémentaire au centre O.

En exprimant α en fonction de x, y, et h, et en définissant les limites d'intégration pour le prisme complet, la composante verticale de son attraction est:

$$\Delta g_{pr} = G\rho \int_{x_1}^{x_2} dx \int_{y_1}^{y_2} dy \int_{h_1}^{h_2} [1/\sqrt{(x^2 + y^2 + h^2)^3}] \cdot h dh \qquad (31)$$

La première de ces intégrales donne une relation assez simple, alors que les deuxième et troisième introduisent des logarithmes naturels. La forme étant peu maniable, Heiskanen remplace alors le prisme de matière

$$\rho \cdot (x_2 - x_1) \cdot (y_2 - y_1) \cdot (h_2 - h_1)$$

par une "ligne de masse" passant par le centre de gravité:

$$\rho \cdot dx \cdot dy \cdot (h_2 - h_1)$$

Le résultat n'est pas rigoureusement identique, mais il en est une excellente approximation.

On pose $\rho \cdot dx \cdot dy$ égale à la densité linéaire δ que l'on écrit encore sous la forme

$$\delta = \rho \cdot s$$

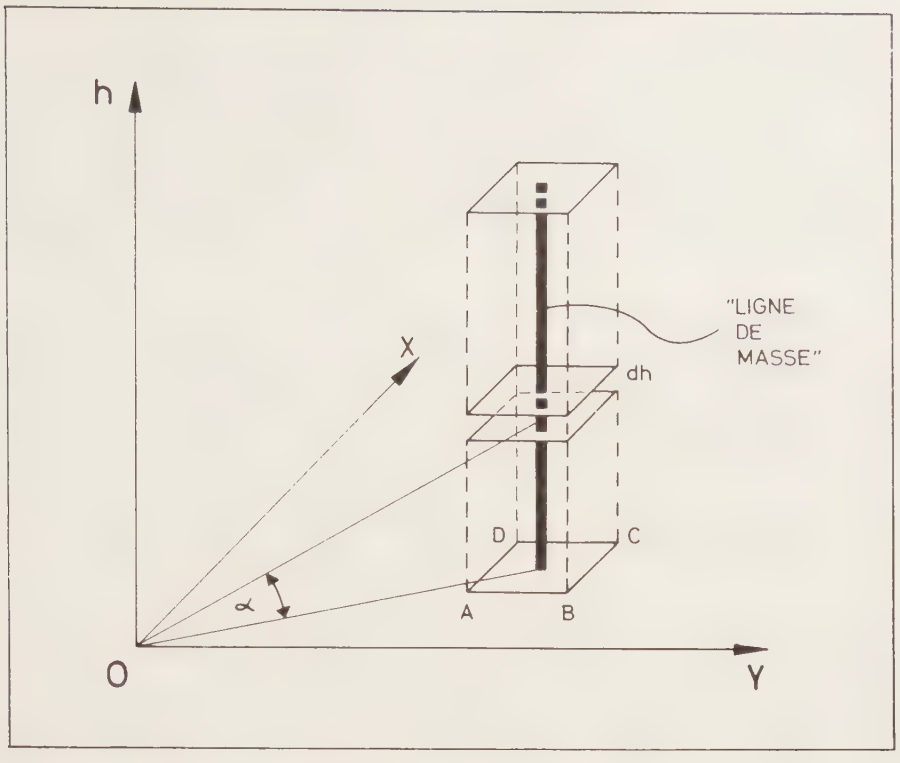


Fig. 10 Ligne de masse équivalente à la masse du parallélépipède

où
s = aire élémentaire délimitée par le "quadrillage".

Le passage du prisme à section carrée à celui de section trapézoïdale se fait sans difficulté. Cependant, il faut noter que si la densité volumique est constante, la densité linéaire que l'on calcule ne l'est pas. Les variations de la surface des mailles dues à la convergence des méridiens du système de coordonnées admis en sont la cause. Au cours du calcul, les distances angulaires sont transformées en distances linéaires.

La composante verticale de l'attraction correspondant à la zone où la courbure terrestre est négligeable est donnée par:

$$\Delta g_{pr} = G\delta \cdot [(1/r) - (1/\sqrt{r^2 + h^2})] \qquad (32)$$

Avec r distance de la station à la ligne verticale passant au centre de la station et δ densité linéaire.

Dans le cas des zones à courbure terrestre non négligeable, la formule (32) devient

$$\Delta g_{pr} = G\delta \cdot [(1/\sqrt{r^2 + d^2}) - (1/\sqrt{r^2 + (d+h)^2})] \qquad (33)$$

où d représente la hauteur de l'écart entre la surface physique de la terre et le plan horizontal passant par la station à la distance r de celle-ci. On obtient

$$d = r^2/R$$

R étant le rayon moyen du sphéroïde.

Cette relation est valable jusqu'à une distance d'environ 166 km de la station.

2.8.5.2. Limitation de la méthode des lignes de masse

L'erreur que l'on introduit dans l'attraction calculée en assimilant un prisme de relief à une ligne massique croît lorsque la distance de cette ligne à la station diminue. La représentation graphique (fig. 11) donnée par Bott est très significative. On constate ainsi qu'il n'est pas avantageux de trop s'approcher de la station. Plouff prend pour limite inférieure la valeur de 2,6 km (zone I de Hammer) ce qui donne, d'après la courbe d'erreur un écart de l'ordre de 5 % par rapport à la formule exacte. Cette erreur devient rapidement négligeable au-delà de 4 km.

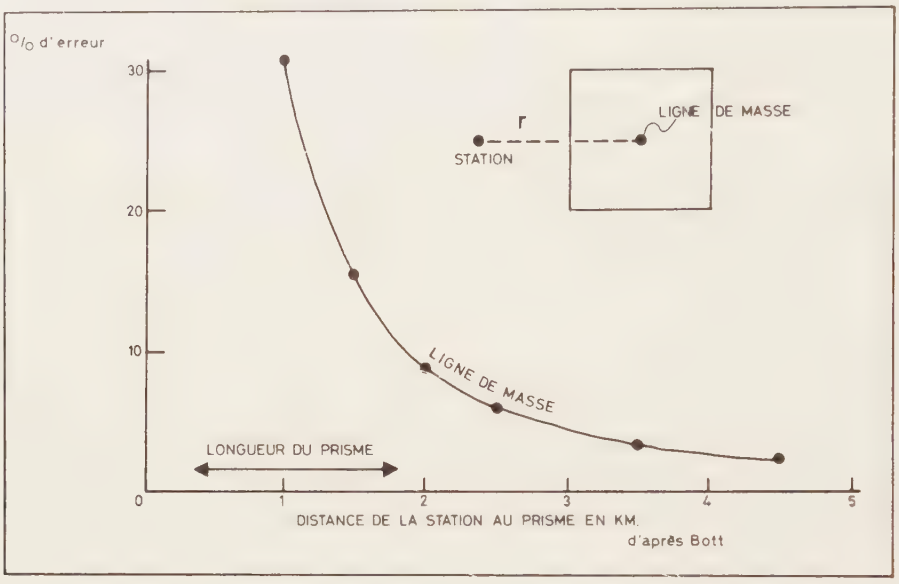


Fig. 11 Erreur relative en assimilant à une ligne de masse une "colonne" de relief

Cependant, pour la zone interne, c'est-à-dire de la station à 2,6 km, l'erreur commise en utilisant cette approximation est trop grande, il faut donc, pour cette zone, revenir à la méthode classique. Cet amalgame de techniques n'est pas très élégant, c'est pourquoi notre laboratoire s'est attaché à la recherche d'une solution qui sera présentée prochainement.

2.8.6. Quelques considérations sur les altitudes moyennes

La précision de l'estimation de l'altitude moyenne dépend tout d'abord de la qualité du document topographique. On ne peut en aucun cas obtenir une précision supérieure à celle du tracé des lignes de niveau. La détermination proprement dite de l'altitude moyenne est souvent laissée à l'estimation du calculateur. Son expérience d'une part et la complexité du relief d'autre part jouent un très grand rôle dans la qualité de cette estimation.

Parfois l'appréciation est plus systématique, elle utilise des valeurs discrètes de la topographie. La répartition de ces valeurs ponctuelles obéit à une distribution normale, la moyenne arithmétique semble donc être représentative d'une telle distribution. Certes, le nombre de points discrets joue un rôle important ainsi que la manière de les choisir, c'est là qu'intervient à nouveau le facteur subjectif. Dans le cas qui nous occupe, le nombre de points choisis par compartiment a été adapté à la complexité de la topographie ainsi qu'aux dimensions de la section d'un compartiment. Chaque point discret étant estimé indépendemment, il ne devrait en principe pas y avoir d'erreur systématique. Ce problème concerne

uniquement la représentation simplifiée du relief. Mais il en est un plus important qui se greffe dessus, à savoir, si l'attraction calculée pour un compartiment est équivalente à l'effet global de tous les éléments de masse le représentant, chaque élément ayant une hauteur caractéristique et une distance propre au point d'épreuve.

Afin d'avoir un ordre de grandeur de l'importance de ces variations éventuelles, Niethammer (1910) a fait un test dans une région à topographie tourmentée. Ses recherches ont abouti aux résultats suivants:

Si l'on subdivise la topographie en couronnes concentriques ayant chacune huit secteurs et que l'on compare la valeur de l'attraction calculée à celle des mêmes couronnes mais dont le nombre de compartiments a été quadruplé, on constate que l'attraction croît avec le nombre de secteurs. Il y a donc une erreur systématique qui est dans le cas précité négligeable pour des zones comprises entre 0,1 et 0,5 km et de l'ordre de 8 % de 0,5 à 33 km. Les variations d'altitudes maxima sont d'environ 3.000 mètres.

Les erreurs systématiques ont dans la majorité des cas le même signe et se retrouvent sur toutes les stations, ce qui permet de les négliger.

Un cas particulier se présente parfois lorsque le relief d'un compartiment se trouve réparti également de part et d'autre du niveau de référence. La moyenne des écarts est nulle alors que l'action d'une telle topographie ne l'est pas. On a vu que l'attraction due à une "dépression" est de même signe que celle d'une bosse; il est utile dans ce cas de prendre la moyenne des valeurs absolues.

De ces quelques remarques on peut déduire que les surfaces des compartiments doivent être choisies avec circonspection et, pour éviter au maximum les effets parasites, il est préférable, si les circonstances le nécessitent, de diminuer la largeur des zones et d'augmenter le nombre des compartiments.

CHAPITRE 3 – DU MODELE DE BOUGUER A L'ANOMALIE DE BOUGUER

3.1. INTRODUCTION

Nous venons d'étudier tous les éléments constituant le modèle de Bouguer, mais non pas toutes les possibilités de le calculer. Nous avons constaté qu'un certain nombre de ces éléments fournis est donné par des relations approximatives dont la qualité peut être établie.

Les relations que nous avons décrites et utilisées nous ont donné satisfaction, mais nous n'affirmons pas pour autant que ce sont nécessairement les meilleures. Le modèle étant une notion perfectible, ses éléments le sont également.

Avant de nous attaquer à la signification des anomalies de Bouguer, récapitulons la construction du modèle de Bouguer.

Nous avons pris un support représentant une forme analytique de la terre, l'ellipsoïde international, pour lequel nous pouvons calculer en tout point la valeur de la pesanteur. Puis nous nous sommes élevés au-dessus de ce support à une altitude correspondant à celle d'un point de la terre réelle où nous effectuons notre expérience. La valeur de la pesanteur a alors diminué car nous nous sommes éloignés du centre de masse. Enfin, pour que notre modèle ait une similitude avec la terre réelle, nous avons introduit une couche de matériau entre l'ellipsoïde et le point d'altitude h ainsi qu'aux alentours de celui-ci. Nous avons attribué à ce matériau une densité constante.

Nous sommes prêts maintenant à comparer les mesures faites sur la surface physique de la terre à ce modèle. Les écarts constatés devront être analysés et interprétés.

3.2. ANOMALIE DE BOUGUER

On appelle anomalie de Bouguer les écarts entre la valeur réelle de la pesanteur sur la terre réelle, et la valeur théorique de la pesanteur prédite au moyen du modèle de Bouguer.

ANOMALIE DE BOUGUER =
PESANTEUR MESUREE – PESANTEUR THEORIQUE SELON MODELE

Les facteurs mis en évidence par cette anomalie sont attribuables aux effets suivants (Lejay, 1947):

1. Effets des hétérogénéités des terrains superficiels par rapport à la densité moyenne admise pour le modèle.
2. Effets des masses superficielles au-delà de la zone négligée lors de la construction du modèle.
3. Effets des hétérogénéités du sous-sol au-dessous du géoïde, par rapport à une distribution des masses qui assurerait la forme d'un ellipsoïde à la surface de niveau extérieur.
4. Effets des déformations du géoïde par rapport à l'ellipsoïde de référence.
5. Effets du déplacement du centre de gravité du modèle en ajoutant des masses sur l'ellipsoïde.

On remarque que les divers effets n'intéressant pas directement les hétérogénéités locales du sous-sol provoquent des anomalies de faibles amplitudes, sur toute l'étendue de l'étude de manière quasi constante. Ils n'ont qu'une importance très mineure pour notre étude.

En adoptant comme support du modèle l'ellipsoïde et en construisant le modèle des altitudes mesurées ou déterminées sur une carte topographique, nous négligeons le fait que nos altitudes sont en réalité définies à partir du niveau de la mer. En d'autres termes, nous négligeons le fait que les altitudes sont prises à partir d'un géoïde dont l'ellipsoïde n'est qu'une approximation.

Les écarts introduits par cette négligence sont par exemple de l'ordre de 20 mètres lorsqu'on passe du nord de l'Europe aux Alpes centrales. Le gradient pesanteur pouvant être attribué à ces variations est très faible et s'étale sur de grandes étendues. On peut donc en négliger l'effet pour des anomalies de faible étendue. Finalement, le seul facteur délicat lié directement à la distribution anormale des masses du sous-sol est celui de la densité de ces masses.

3.3. DENSITE DU MODELE DE BOUGUER

La densité intervient dans le modèle de Bouguer au niveau du calcul de l'effet de terrain. Il est donc indispensable de connaître la densité des roches constituant ce terrain, c'est-à-dire pour la tranche comprise entre le niveau du géoïde et la station. Ce problème bien connu est malheureusement difficile à résoudre car, à part les affleurements et les quelques forages qui fournissent des informations biaisées, le sous-sol ne nous est pas accessible de manière directe. Il est nécessaire de recourir à des méthodes indirectes – géophysiques – par exemple la méthode de Nettleton en gravimétrie qui souffre du même défaut que l'échantillonnage des affleurements quoique se référant à un volume de roches plus important. Dans les deux cas, les matériaux se trouvent dans une situation privilégiée. La densité bien définie pour ces roches n'est pas nécessairement représentative de l'ensemble de la zone étudiée.

C'est pourquoi, au lieu d'introduire des nuances de densité dans le calcul de l'effet du terrain, nous préférons construire plusieurs modèles en choisissant pour chacun une densité dans une gamme de valeurs vraisemblables déduites des déterminations faites au moyen des méthodes précitées.

On compare ensuite chacune des cartes d'anomalies de Bouguer ainsi obtenues avec la carte topographique correspondante. On peut alors, par analogie avec la méthode de Nettleton, admettre que la densité du modèle est correcte si les anomalies locales ont un minimum de corrélation avec les accidents locaux du relief.

Si la gamme des densités réelles est très étendue, il faudra plusieurs modèles pour satisfaire les différentes provinces de densité.

Nous pensons qu'en introduisant trop de nuance de densité dans un seul modèle, sur la base d'une information approximative, nous risquons tout au plus de ne plus maîtriser la signification des anomalies. Ce point de vue n'est pas absolu car il faut toujours juger de la complexité de la région investiguée.

3.4. GENERALITES SUR LES ANOMALIES DE BOUGUER

Les différentes anomalies issues de diverses sources se combinent. Elles doivent être triées et individualisées par l'interprète. Avant d'entrer dans le détail des méthodes permettant une analyse systématique, nous donnons quelques observations sur la signification de ces anomalies.

En géophysique appliquée, c'est essentiellement les anomalies locales qui sont le plus recherchées. Elles sont attribuables à des "accidents" de densité proches de la surface. Mais dans la majorité des cas, ces anomalies sont noyées parmi d'autres, de plus grande étendue, ou encore attribuables à des structures n'intéressant point l'interprète. L'élimination des anomalies majeures ne doit pas se faire sans la compréhension de leurs causes. C'est pourquoi nous rappelons brièvement quelques cas particuliers.

L'expérience montre que les anomalies de Bouguer sont principalement voisines de zéro dans les grandes régions à faible relief, qu'elles sont fortement négatives dans les régions de montagnes, et enfin qu'elles sont généralement positives dans les océans. Ces observations sont surtout utiles en géophysique générale pour la mise en évidence qualitative de l'isostasie.

Dans les zones de montagnes, les anomalies locales sont souvent associées à une vaste anomalie négative. Cette dernière est liée au concept du modèle de Bouguer dans lequel les montagnes sont considérées comme des masses en surplus. Ceci ne correspond pas à la réalité puisque les montagnes sont isostatiques ou en cours de réajustement. Par conséquent, les valeurs prédites de la pesanteur seront plus grandes que les valeurs réelles. Par contre, dans les régions de faible relief, éloignées des montagnes, ce phénomène n'existe pratiquement pas. Le modèle est donc meilleur et les faibles anomalies qui en résultent sont causées par des irrégularités locales des masses.

De ces quelques généralités nous passons maintenant au problème ardu mais passionnant du tri et de la mise en évidence des différentes masses donnant naissance aux anomalies.

DEUXIÈME PARTIE

INTERPRETATION GRAVIMETRIQUE

CHAPITRE 4 – MISE EN EVIDENCE DES DIFFERENTES ANOMALIES

4.1. INTRODUCTION

Les études gravimétriques régionales permettent de contribuer à la solution de problèmes géologiques, les uns structuraux, les autres liés aux paléo-reliefs masqués.

L'interprétation critique des anomalies est délicate et les difficultés sont de deux ordres:

1. D'ordre géologique et physique.
   Il s'agit surtout de l'appréciation des conditions géologiques et physiques réelles (épaisseur des formations, de la régularité des modifications spaciales, etc.).

2. D'ordre mathématique.
   Il s'agit du calcul des anomalies de pesanteur permettant la solution quantitative du problème.

L'appréciation des conditions physico-géologiques permet de poser le problème puis de choisir les données numériques devant servir à l'analyse mathématique. Le but de cette analyse est de déterminer l'emplacement et le caractère des corps géologiques provoquant les anomalies.

Il est important de remarquer, et cela pour tout problème géophysique, qu'une approche unilatérale de la solution, à savoir purement géologique, en tenant compte des seules associations évidentes et des corrélations sommaires des anomalies du champ de pesanteur avec la carte géologique, ou encore purement mathématique et spéculatif, sans lier les données et les résultats aux conditions géologiques concrètes de la région étudiée conduit en général à une analyse erronée.

La comparaison du champ de pesanteur au modèle de Bouguer fournit simultanément des informations provenant de sources très diverses. Les structures géologiques étendues et profondes agissent sur nos mesures en même temps que les structures superficielles et restreintes.

Il sera nécessaire de filtrer ces signaux par différents procédés qui mettent en évidence une catégorie d'effets au détriment des autres.

4.2. DE L'ANOMALIE DE BOUGUER A LA STRUCTURE GEOLOGIQUE

Nous avons établi que la carte de l'anomalie de Bouguer représente la différence entre l'effet intégré de toutes les sources massiques et ceci par rapport au modèle de densité constante.

Ce champ anormal, en vertu du principe de superposition, peut être défini comme une somme de champs individuels, lesquels correspondent respectivement aux différentes masses cachées dans le sous-sol. Ces masses sont caractérisées par des surfaces de discontinuité de la densité. Nous posons formellement que l'effet global A_B est la somme des effets individuels A_n.

$$A_B = \sum_{n=1}^{j} A_n \tag{34}$$

j étant le nombre de masses individualisées que l'on admet fini mais indéterminé à priori.

Le problème de l'interprétation consiste à trouver la forme et la position des corps inconnus en connaissant l'anomalie A_B qu'ils provoquent.

Ce problème, dénommé problème direct, est indéterminé car il admet une infinité de solutions. On peut le démontrer par l'extension du théorème de Green pour une couche équivalente. On y montre que les valeurs observées du champ peuvent être reproduites par un nombre infini de distributions de surfaces massiques et que chacune de ces distributions peut être équivalente à une configuration tridimensionnelle de matière.

La nécessité de réduire le degré d'indétermination à la faveur d'hypothèses supplémentaires s'impose. Ceci se fait par l'intermédiaire de l'interprétation qualitative, qui permet de séparer les effets dûs aux différentes causes. Ces effets sont également appelés anomalies.

Le problème consiste donc à réduire ou à éliminer tous les effets causés par des structures qui n'ont pas d'intérêt pour l'étude spécifique en cours avec un minimum de déformation (distorsion).

L'examen des isanomales d'une carte de Bouguer montre que leurs rayons de courbure sont très variables et que l'on peut de manière intuitive les regrouper en trois catégories:

1. Le fond continu associé aux grands rayons de courbure.

2. Les très petites fluctuations assimilables à des parasites associées aux très petits rayons de courbures.

3. Et par déduction de ces deux catégories, les variations moyennes associées aux rayons de courbure moyen.

Il va de soi que cette subdivision n'a d'intérêt que si elle est liée de quelque manière à la répartition des masses anomales. C'est bien le cas pour le champ newtonien. On peut montrer en effet que le fond continu formé par des isolignes de faible courbure est tributaire en règle générale de structures profondes. Cependant, dans certaines régions une structure établie proche de la surface peut donner le même effet. Le fond continu est usuellement appelé "anomalie régionale". Cette notion de régionalité n'est définie qu'en fonction des circonstances et des cas d'espèce. La gamme des courbures est établie à l'intérieur d'une carte d'anomalie et, par conséquent, dépend de l'étendue de la surface étudiée.

Les fluctuations de la deuxième catégorie ne sont guère intéressantes puisque assimilables à des parasites. Elles sont liées à des hétérogénéités de masses très superficielles et présentent un caractère aléatoire. Enfin, les variations moyennes sont dans la majorité des cas l'objectif de l'étude. Elles sont souvent liées aux structures géologiques ayant un intérêt économique.

Les anomalies du type deux et trois sont appelées "anomalies résiduelles". Ce raisonnement basé sur un principe euristique laisse entrevoir qu'il existe une abondance de méthodes pour arriver au terme résiduel. Il est alors raisonnable de penser que les informations obtenues par ces différentes méthodes, bien que concernant un même problème, ne sont pas strictement comparables.

4.3. METHODES DE MISE EN EVIDENCE DES DIFFERENTES ANOMALIES

Nous avons défini précédemment que dans la majorité des cas il est nécessaire de trouver un procédé permettant d'éliminer les isanomales à grand rayon de courbure. On peut s'attaquer à ce problème de deux façons différentes.

D'une part on peut essayer de déterminer l'effet régional pour le soustraire à l'anomalie de Bouguer et obtenir ainsi un terme résiduel qui sera analysé en détail; d'autre part on peut passer directement à ce terme résiduel en atténuant l'effet régional.

Trois principes généraux sont à l'origine de ces deux possibilités:

1. A défaut de pouvoir construire le modèle physique correspondant à l'effet régional, on construit un modèle mathématique en postulant qu'il représente une part de la réalité (concept 1).
2. L'anomalie globale représentant un champ de pesanteur anomal, il est possible en vertu de la théorie du potentiel d'étudier mathématiquement son comportement au-dessus et au-dessous du plan de mesure. De cette façon, on accentue les effets d'un des groupes de structures au détriment de l'autre (concept 2).
3. Par analogie avec des ondes (électriques, sismiques, optiques, etc.) on peut admettre que les variations du champ anomal global sont analogues à des oscillations et par conséquent susceptibles d'être filtrées. (L'axe temporel est remplacé par un axe spatial.) (Concept 2).

Tous ces schémas de calculs considérés d'un point de vue purement mathématique ont un caractère de combinaison linéaire.

Les différentes méthodes de tri des anomalies ne sont pas directement explicitées ci-dessus, mais on peut les rattacher aux principes énoncés.

4.3.1. Méthodes de calcul de l'anomalie régionale

En reprenant l'expression (34), il est possible de regrouper les anomalies individuelles en deux catégories, dont l'une correspond formellement aux structures profondes provoquant l'anomalie régionale, et l'autre aux masses intéressant la prospection.

$$A_B = A_{Rég} + A_{Rés} \tag{35}$$

On sait que pour traiter ce problème dans des conditions idéales, il serait utile de connaître à priori la forme des structures profondes afin d'en construire un modèle physique pour lequel on calculerait l'attraction sur la surface de mesures. Cette contribution serait alors soustraite de l'anomalie globale et il ne resterait plus qu'à disséquer les anomalies résiduelles.

Théoriquement, cela n'est pas possible. Il faut donc trouver un moyen qui, à défaut de situer exactement l'origine de l'anomalie régionale, permette de localiser un niveau arbitraire où cette anomalie pourrait prendre naissance.

Nous passons sous silence les méthodes graphiques pour nous intéresser à celles dites mathématiques.

La théorie des modèles statistiques peut servir à établir ces surfaces régionales. On définit à partir de n valeurs réelles, appartenant à la surface représentative de l'anomalie de Bouguer, une surface régulière et de faible courbure, passant au mieux par les n points expérimentaux.

Une telle surface peut se calculer par la méthode des moindres carrés. Cette définition est arbitraire, car elle dépend, entre autres choses, de la situation des points et de leur nombre.

En outre, la moyenne des écarts par rapport à cette surface n'est pas nécessairement nulle. Malgré ces défauts, la méthode est très utile car en fin de compte elle permet la mise en évidence qualitative des anomalies dites résiduelles.

Agocs (1951) suggère l'application du principe des moindres carrés pour la détermination d'anomalies résiduelles. Baranov (1954) propose une méthode dite analytique, également basée sur ce principe. Elle permet le calcul d'une anomalie régionale allant jusqu'à une surface du troisième degré. Ses informations de base sont prises d'après un canevas orthogonal, dont les dimensions des mailles vont décroissant du centre, vers les bords de l'étude. Cette méthode a l'avantage d'être adaptée à une machine à calculer de bureau.

Par la suite, plusieurs auteurs ont présenté des méthodes de ce type, dont l'application a été grandement facilitée par la vulgarisation des ordinateurs. Toutes ces méthodes se rattachent au modèle linéaire général (Krumbein et Graybill, 1965), dont elles sont une expression simple; toutes reposent sur le principe général suivant:

La valeur de l'anomalie de Bouguer calculée aux coordonnées x_i, y_j est A_B (x_i, y_j). On postule qu'elle est composée d'une tendance générale R (x_i, y_j) et d'une composante aléatoire $e_{i,j}$ non corrélée avec x_i ou y_j.

Ce modèle est représenté par l'expression suivante:

$$A_B(x_i,y_j) = R(x_i,y_j) + e_{i,j} \tag{36}$$

que l'on peut paralléliser avec (35).

La tendance générale dite régionale est donnée par:

$$R(x_i,y_j) = A_0 + A_1 x_i + A_2 y_j + A_3 x_i^2 + A_4 x_i y_j + \ldots \tag{37}$$

Ce polynôme de puissances représente la surface analytique qui est ajustée aux données en satisfaisant le critère des moindres carrés, ce qui implique:

$$\Sigma e_{i,j}^2 = \text{Minimum} \tag{38}$$

On résoud le système pour déterminer la valeur des coefficients. Chaque fois que l'on augmente le degré du polynôme, il est nécessaire de calculer à nouveau tous les coefficients. C'est pourquoi il est parfois plus intéressant de faire appel à des polynômes orthogonaux pour lesquels cette limitation disparaît.

Ces polynômes se présentent sous la forme

$$R(x_i,y_j) = B_0 P_0(x_i,y_j) + B_1 P_1(x_i,y_j) + B_2 P_2(x_i,y_j) + \ldots \tag{39}$$

où

$P_0 = 1$

$P_1 = C_{01} + x_i$

$P_2 = C_{02} + C_{12} x_i + y_j$

Les B et les C étant les coefficients à déterminer.

Avec ces deux types de polynômes, les régionales se calculent facilement lorsque les données initiales sont réparties selon un canevas dont les mailles sont d'égales dimensions.

Pour une étude de terrain, on dispose généralement de données non équidistantes, qu'il est alors plus aisé de traiter par des polynômes non orthogonaux.

Ces deux procédés sont applicables en Sciences de la Terre à la plupart des études de terrain lorsqu'on veut mettre en évidence un caractère, une tendance générale (régionale).

En gravimétrie, le facteur principal est l'anomalie résiduelle décrite ici comme composante aléatoire. Il s'agit donc d'effectuer un choix concernant le degré de la surface à calculer. Les anomalies régionales correspondant à des surfaces plus ou moins régulières à grands rayons de courbure, le degré du polynôme sera nécessairement bas. Habituellement, des surfaces du premier, deuxième et troisième degré conviennent bien, exceptionnellement on va jusqu'au sixième degré.

4.3.1.1. Remarques

A. Selon la complexité de la région étudiée, il n'est pas toujours possible de définir une régionale analytique couvrant toute la surface et répondant aux critères gravimétriques; il est alors préférable de la subdiviser en sous-régions.

B. Certains interprètes suggèrent qu'il vaut mieux estimer la surface analytique non pas à partir de tous les points expérimentaux, mais par une sélection d'après le tracé des isanomales de Bouguer. L'ensemble des échantillons adoptés correspond aux points qui ne sont pas directement impliqués dans une anomalie locale. Dans cette conception on redonne une part plus importante au facteur personnel, et on ne satisfait plus exactement les conditions statistiques dans le calcul du modèle.

C. La méthode introduit des anomalies artificielles inhérentes aux procédés de "lissage" (Poldini, 1963). C'est pourquoi il est toujours nécessaire de contrôler le bien-fondé des anomalies résiduelles mises en évidence.

4.3.2. Méthodes de transformations de l'anomalie de Bouguer sur la base de la théorie du potentiel

En connaissant la distribution de l'anomalie de g à la surface du sol, il est possible de calculer l'anomalie en un point quelconque au-dessus de la surface de mesure par un prolongement analytique vers le haut. Le prolongement analytique vers le bas est calculable à partir du prolongement vers le haut étendu par continuité vers le bas. Ce dernier calcul de l'anomalie en-dessous du plan de mesure est plus efficace car la structure qui la provoque se distingue d'autant mieux que l'on se trouve proche d'elle. En s'approchant de la masse perturbatrice, on améliore la discrimination entre les différentes anomalies. Les anomalies d'origines lointaines et profondes ne sont que peu affectées par ce déplacement; leur croissance est beaucoup plus lente que celle des anomalies dont les sources sont proches.

Il est possible d'obtenir un résultat similaire en étudiant les dérivées verticales du champ anomal

$$\partial^n g / \partial z^n$$

où n est l'ordre de la dérivée.

Ici encore on peut montrer l'intérêt de ces calculs. Si dans le sous-sol deux masses ponctuelles sont respectivement situées aux profondeurs $z_1 < z_2$, leurs anomalies maxima sont dans un rapport de:

$$z_2^2 / z_1^2$$

Par conséquent, les dérivées premières sont dans un plus grand rapport:

$$z_2^3 / z_1^3$$

Ceci démontre que les dérivées successives accentuent de plus en plus l'effet relatif des masses proches de la surface. Il y a donc là aussi effet discriminant.

Les travaux de Bateman (1946) ont contribué à l'établissement de ces méthodes. Ce sont avant tout les dérivées premières et secondes du champ qui sont utilisées.

C'est l'école américaine qui a développé et appliqué les méthodes de calculs de la dérivée seconde avec Henderson et Zietz (1949), Elkins (1951) et enfin Rosenbach (1953) pour l'Europe. La méthode des dérivées premières, appelée aussi gradient vertical, quoique citée par Evjen (1936), a été magistralement mise au point par Baranov (1953).

Quant aux dérivées d'ordre supérieur, elles ne sont jamais calculées parce que trop affectées par les erreurs de mesure; ceci s'observe déjà avec la dérivée seconde.

Le principe qui préside au calcul des dérivées de g peut être énoncé de la façon suivante:

Soit un plan horizontal infini sur lequel g est connu en tout point. Soit encore (x, y, z) les coordonnées d'un point P au-dessus de ce plan et (x', y', 0) celles d'un point A sur ce plan.

Si U(x, y, z) est la valeur du potentiel en P, et g(x', y', 0) la valeur de la gravité en A, alors par le corollaire du théorème de Green on obtient:

$$U(x,y,z) = (1/2\pi) \int_S (1/R) \cdot g(x',y',0) \cdot ds \qquad (41)$$

où $R = \sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2}$ distance du point P au point A. L'intégrale est étendue à tout le plan.

Il est alors possible de définir le potentiel en tout point au-dessus du plan de mesure.

Pour connaître le champ dans les mêmes conditions, il suffit de différentier (41) par rapport à z

$$\partial U/\partial z(x,y,z) = (1/2\pi) \int_S [\partial/\partial z(1/R)] \cdot g(x',y',0) \cdot ds \qquad (42)$$

Il est plus aisé de travailler avec un système de coordonnées polaires en prenant comme origine P_O la projection du point P sur le plan.

$$x' = \rho \cdot \cos\theta \qquad y' = \rho \cdot \sin\theta \qquad R^2 = \rho^2 + z^2$$

Donc la valeur g(x', y', 0) mesurée sur le plan s'écrit

$$g(\rho,\theta)$$

Alors

$$g(0,0,z) = \partial U/\partial z \ (0,0,z)$$
$$= (1/2\pi) \int_S [z/\sqrt{(\rho^2 + z^2)^3}] \cdot g(\rho,\theta) \cdot ds \qquad (43)$$

L'expression (43) représente ainsi le champ prolongé vers le haut à la verticale de P_O.

En explicitant l'élément de surface

$$ds = \rho \cdot d\rho \cdot d\theta$$

par commodité on écrit = g(z) au lieu de g(0, 0, z)

$$g(z) = (1/2\pi) \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} g(\rho,\theta) \cdot [1/\sqrt{(\rho^2 + z^2)^3}] \cdot z \cdot \rho \, d\rho \cdot d\theta \qquad (44)$$

A l'origine, cette double intégrale prend une valeur nulle si l'on fait tendre z et ρ vers zéro sans précaution, résultat évidemment faux car la valeur de g à l'origine correspond à la

valeur déterminée par l'anomalie de Bouguer. Ceci se démontre en isolant l'origine par un petit cercle de rayon ϵ. Le résultat de l'intégrale donne dans ce cas, en posant z = 0

$$g(0) = g_0$$

Intégrons maintenant (44) par rapport à θ en posant

$$\bar{g}(\rho) = (1/2\pi) \int_0^{2\pi} g(\rho,\theta) \cdot d\theta \qquad (45)$$

$\bar{g}$ n'est plus qu'une fonction du rayon ρ. Mathématiquement cette intégrale représente la valeur moyenne de la fonction (généralisation de la moyenne arithmétique).

Dans ce cas, elle représente la valeur moyenne prise par $g(\rho,\theta)$ sur un cercle de centre P_0 et de rayon ρ où

$$g(z) = \int_0^{\infty} \bar{g}(\rho) \cdot [1/\sqrt{(\rho^2 + z^2)^3}] \cdot z \cdot \rho \, d\rho \qquad (46)$$

Après avoir démontré qu'il est possible de calculer la valeur du champ anomalique en tout point au-dessus du plan de mesure, on peut en tracer la courbe et en déduire les dérivées successives. C'est à ce stade qu'intervient la formulation numérique variable selon les auteurs.

Nous ne détaillerons pas ici les différentes démarches. Rappelons simplement que les valeurs moyennes successives de la fonction (45) s'obtiennent par sommation des valeurs prises sur des cercles concentriques de rayons croissants. On prend sur chaque cercle n points régulièrement espacés et symétriques par rapport à l'origine. La valeur de la moyenne arithmétique du $k^{ième}$ cercle est:

$$\bar{g}(\rho_k) = (1/n) \sum_{i=1}^{n} g(\rho,\theta_i) \qquad (47)$$

Pratiquement ce calcul se fait sur des valeurs régulièrement disposées sur un canevas rectangulaire ou trigonal (fig. 12).

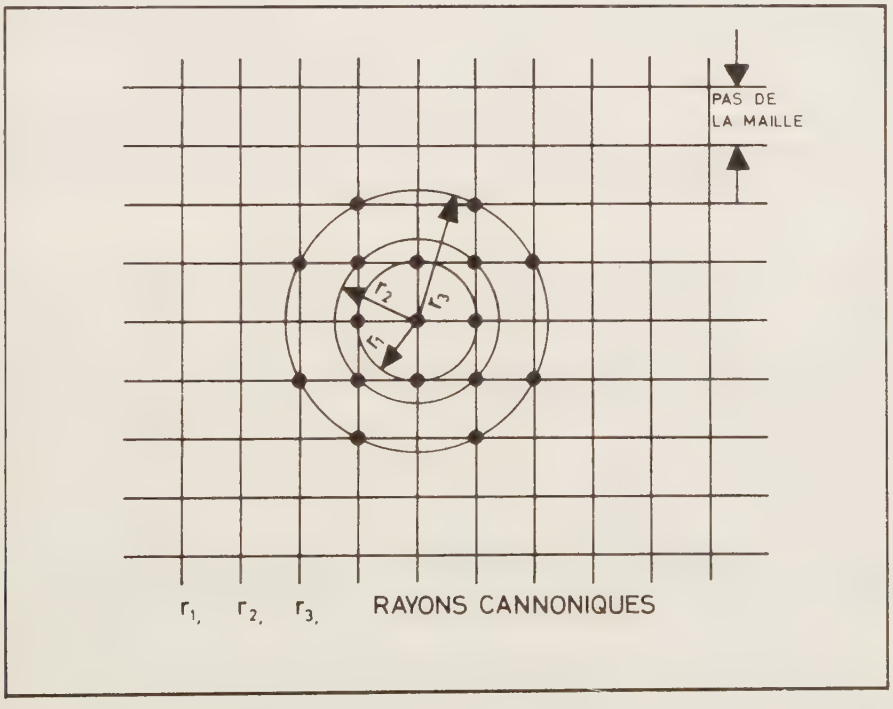


Fig. 12 Cercles de rayons canoniques pour un canevas à mailles carrées définissant les points utilisés pour le calcul de la valeur moyenne de g

Ces valeurs sont déterminées par interpolation à partir des résultats obtenus en des stations éparses sur le terrain. Les cercles canoniques sont alors définis de manière à ce qu'ils passent par les noeuds du canevas et leurs rayons dépendent du pas de la maille.

Les valeurs moyennes successivement calculées définissent bien la fonction expérimentale $\bar{g}(\rho)$ à condition que le pas de la maille soit convenablement choisi.

Toutes les formules numériques du gradient vertical, de la dérivée seconde et du prolongement analytique applicables sur la base d'un canevas de données peuvent s'exprimer par une relation linéaire de la forme:

$$T(g) = a_0 \cdot \bar{g}(0) + a_1 \cdot \bar{g}(\rho_1) + a_2 \cdot \bar{g}(\rho_2) + \ldots \qquad (48)$$

où T(g) représente la valeur transformée de la valeur anomale du champ. T(g) peut être suivant le choix des coefficients précalculés et de leurs unités:

T(g) = g(z) le champ prolongé analytiquement pour un niveau z déterminé en milligal
= -g'(z) le gradient vertical du champ en Eötvös
= g''(z) la dérivée seconde en u.c.g.s.

4.3.2.1. Remarques

Les méthodes de prolongement analytique jouissent d'un regain d'intérêt non pas à cause de leur pouvoir séparateur, mais plutôt parce qu'elles suppriment le décalage horizontal existant entre les anomalies mises en évidence par le calcul des dérivées et les structures les provoquant. Ce décalage est introduit par le fait que les anomalies de Bouguer calculées ne se situent pas nécessairement sur un plan horizontal, alors que les méthodes de dérivées sont définies pour un tel plan.

Naudy et Neumann (1964) proposent de calculer le gradient au-dessus de la surface de mesure sur un plan horizontal. Afin d'obtenir une représentation de qualité du champ à ce niveau, ils prévoient un processus itératif qui consiste à prolonger le champ vers le haut puis vers le bas jusqu'au point de départ. En comparant la valeur initiale à celle obtenue par itération, on juge de la qualité du procédé. S'il existe un écart, on le corrige et on recommence le calcul jusqu'à ce qu'il devienne négligeable. On utilise la dernière valeur du champ prolongé vers le haut pour calculer le gradient vertical. Les avantages de cette méthode sont la suppression du décalage entre anomalies et structures et atténuation d'éventuelles irrégularités de la carte initiale.

La Porte (1963) suggère une autre application à la méthode. Il calcule la forme d'une structure homogène (une seule surface de discontinuité) à partir de son champ gravimétrique; il détermine ainsi un premier modèle grossier de la structure dont il calcule l'attraction, puis compare le champ obtenu au champ expérimental. L'écart entre les deux résultats indique de "combien" la structure réelle s'écarte du modèle. Ce champ résiduel est alors prolongé vers le bas jusqu'à la profondeur du modèle où on fixe la valeur de la retouche qu'il faut effectuer par la formule de la densité superficielle. Le résultat définitif est atteint par itération.

Dans les méthodes de dérivées, le gradient vertical de g représente la pente de la fonction g(z) au niveau du plan de mesure alors que la dérivée seconde représente le rayon de courbure de la même fonction. Nous avons déjà signalé que plus l'ordre de la dérivée est élevé, plus les erreurs expérimentales jouent un rôle prépondérant. L'intensité des anomalies décroît moins rapidement que ne croît l'effet des erreurs sur le résultat. Ceci est confirmé par le fait qu'il est plus aisé de tracer la tangente à la courbe expérimentale que de mesurer son rayon de courbure. C'est pourquoi nous donnons la préférence aux cartes d'anomalies établies par l'intermédiaire du gradient vertical du champ anomal.

4.3.3. Méthode de transformations de l'anomalie de Bouguer par filtrage

Le géophysicien est déjà familiarisé avec la notion de filtrage par l'entremise des méthodes d'interprétation sismique. Il y a certes une différence physique fondamentale entre la sismique qui s'occupe de la propagation des ondes dans le sous-sol, mouvements oscillatoires, et la gravimétrie qui étudie le champ de pesanteur peu variable dans le temps.

Par contre, sur le plan de la méthode, cette différence disparaît. En effet, il est possible de représenter la surface anomalique par un modèle mathématique linéaire. Nous avons traité le cas particulier du modèle basé sur les séries de puissances (voir 4.3.1.). Il est également possible de bâtir ce modèle au moyen d'une double série de Fourier dont les termes périodiques varient en fonction de la distance et non plus en fonction du temps. En d'autres termes, la surface de Bouguer est représentée sous la forme d'une somme de fonctions harmoniques. On postule qu'elles ne varient pas dans le temps mais avec les modifications qui se produisent le long des coordonnées de la représentation spatiale du champ.

Il est possible, grâce à cette similitude des variations temporelle et spatiale, de mettre en évidence l'analogue de différentes fréquences dans la carte de Bouguer. Les anomalies régionales sont assimilables à de basses fréquences et les anomalies dites résiduelles à de plus hautes. Si l'on connaît par l'analyse harmonique la gamme des fréquences, il est possible d'établir un filtre ne laissant passer que les informations qui nous intéressent.

L'utilisation des séries de Fourier suppose que l'on admette implicitement que la fonction bidimensionnelle se continue (semblable à elle-même) vers l'infini de part et d'autre de la fréquence prise comme fondamentale dans l'analyse.

Dans le cas de fonctions non répétitives, il est préférable d'utiliser l'intégrale de Fourier plutôt que la représentation par série de Fourier. Cette intégrale permet d'exprimer la fonction non périodique par l'entremise de toutes les fréquences au lieu d'une fondamentale et de ses harmoniques (Dean, 1958).

Les relations générales qui expriment une fonction du temps, ou pour nous la distance, f (x, y) comme une fonction de la fréquence F (u, v), sont les transformées de Fourier (Bracewall, 1965).

$$F(u,v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x,y) \cdot e^{-i(ux + vy)} \cdot dx \cdot dy \qquad (49)$$

$$f(x,y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(u,v) \cdot e^{+i(ux + vy)} \cdot du \cdot dv \qquad (50)$$

où u/2n et v/2n représentent les fréquences en cycles par unité de longueur respectivement selon les axes x et y.

Disposant du bagage théorique permettant de mettre en évidence les différentes fréquences, il faut revenir à la notion du filtre. D'une manière très générale, un filtre est un système ayant une entrée et une sortie.

Pour l'illustrer, faisons appel à une analogie, dans le cas d'un circuit électrique le signal d'entrée e_1 (t) variant dans le temps est transformé en un signal de sortie e_2 (t) par l'intermédiaire d'un filtre. Son rôle est de laisser passer les tensions alternatives de certaines fréquences sans leur faire subir d'affaiblissement appréciable tandis qu'il atténue très fortement les autres fréquences. (Fig. 13)

Il existe différents types de filtres dénommés: passe-bas qui ne laissent passer que les fréquences inférieures à une fréquence de coupure pré-établie, passe-hauts qui éliminent les fréquences en-dessous du seuil de coupure, et enfin les passe-bandes ne sélectionnant que les fréquences qui se trouvent dans la gamme comprise entre deux valeurs limites.

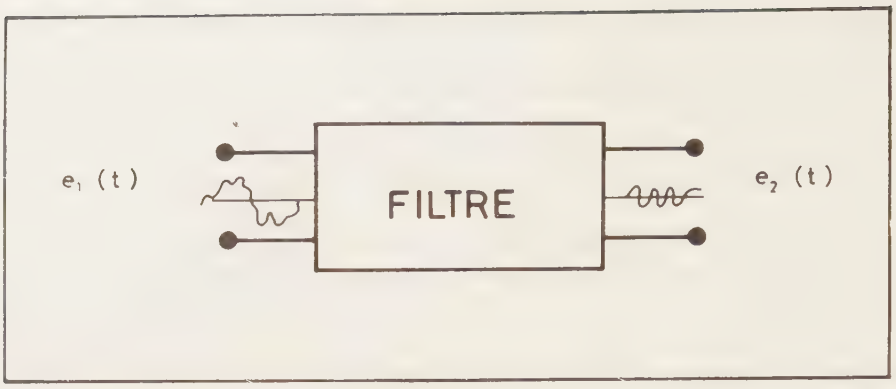


Fig. 13 Représentation symbolique de l'action d'un filtre; élimination de la composante basse fréquence

Un filtre linéaire est complètement déterminé par une quantité complexe T(f) appelée facteur de transfert du filtre qui dépend du rapport des amplitudes des ondes d'entrée et de sortie, et de leurs phases. Ce facteur est déterminé dans le domaine des fréquences (ou nombre d'ondes). Il est nécessaire d'y amener notre information d'entrée qui est dans le domaine temps ou espace; ceci s'effectue par la transformée de Fourier. Le produit du facteur transfert par l'information d'entrée dans le domaine fréquence donne l'information de sortie dans ce même domaine. Mais comme la multiplication de transformées correspond à la convolution des fonctions originales, il s'ensuit que l'on peut directement obtenir $e_2(t)$ de $e_1(t)$ par lissage avec une fonction qui est caractéristique du filtre.

$$e_2(t) = I(t) \star e_1(t) \tag{51}$$

avec I(t) transformée de Fourier de T(f).

L'intérêt de cette méthode est grand car il suffit de déterminer les caractères du filtre sans qu'il soit nécessaire d'effectuer une analyse harmonique des données initiales (opération complexe).

Dans le cas où deux variables nous intéressent, l'intégrale de convolution est:

$$e_2(x,y) = \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} e_1(x-p, y-q)\cdot W(p,q)\cdot dp\cdot dq \tag{52}$$

où
e_2 = information filtrée (sortie)
e_1 = les données d'entrée
$W(p,q)$ = fonction de pondération caractéristique du filtre
x, y = coordonnées générales
p, q = coordonnées de la fonction W dans le même système.

Cette intégrale représente un produit mobile de deux fonctions dont le système de coordonnées p, q est décalé par rapport au système x, y.

Pour la réalisation pratique de ces opérations, on fait appel aux valeurs de Bouguer digitalisées selon un canevas rectangulaire. L'équation (52) se présente dans ce cas sous la forme d'une double sommation (Zurflueh, 1967).

$$e_2(x,y) = \Delta p\cdot\Delta q \sum_m \sum_n e_1(x - m\cdot\Delta p, y - n\cdot\Delta q)\cdot W_{mn} \tag{53}$$

La fonction de pondération du filtre est remplacée par un ensemble de coefficients W_{mn} la caractérisant; Δp et Δq sont les dimensions de la maille d'échantillonnage. Les coefficients

sont présentés sous la forme d'une matrice de dimensions finies (m, n). Pour les calculer, on peut se référer aux études de Dean (1958).

En résumé, la méthode de filtrage décrite permet la mise en évidence d'anomalies caractérisées par leurs longueurs d'ondes exprimées en fonction du pas de la maille d'échantillonnage. Les filtres passe-bas ne conservent que les anomalies de grandes longueurs d'onde, c'est-à-dire les anomalies du type "régional"; les filtres passe-hauts ne conservent que la partie résiduelle de faible longueur d'onde.

Skeel (1967) propose le nom d'anomalie de convolution pour les informations ainsi obtenues.

4.3.3.1. Remarques

Un bon filtre est caractérisé par la raideur du front de coupure, c'est-à-dire que l'élimination des longueurs d'ondes indésirables doit se faire intégralement à partir de la limite choisie.

Dans la méthode mentionnée ci-dessus, ce n'est pas le cas, car les dimensions finies du filtre calculé introduisent quelques irrégularités et diminuent la raideur du front. Zurflueh (1967) recommande des filtres ayant des dimensions de l'ordre de 1,5 fois la valeur de la longueur d'onde limite afin de minimiser les effets parasites.

La maille d'échantillonnage des données initiales joue un rôle mineur dans la plupart des cas.

La comparaison de l'expression (53) avec la méthode de lissage empirique par moyennes mobiles (six square mile) montre que cette dernière agit comme un mauvais filtre passe-bas.

Pour conclure, soulignons que cette méthode d'interprétation qualitative par filtrage est intéressante parce qu'elle provoque peu de pseudo-anomalies. Elle est fructueuse par sa souplesse et doit son essort à l'emploi des ordinateurs.

Il est évident que si deux ou plusieurs structures contiguës provoquent en surface une anomalie continue, cette méthode, pas plus que les autres, ne permet leur mise en évidence.

5.1. DIGITALISATION DES ANOMALIES DE BOUGUER POUR LE TRAITEMENT NUMERIQUE

Les méthodes décrites jusqu'ici, hormis celles qui permettent le calcul d'une régionale analytique ne s'appliquent que si l'on possède les valeurs de l'anomalie de Bouguer pour tous les noeuds d'un canevas régulier couvrant la surface étudiée.

Le problème qui se pose à nous est donc de passer d'une carte portant des points irrégulièrement répartis à une carte couverte par un réseau de valeurs. En effet, lors d'une prospection gravimétrique il est rarement possible d'effectuer des mesures en des points régulièrement espacés et équidistants. Les points de mesures sont généralement distribués de manière irrégulière mais avec une certaine homogénéité garantissant ainsi des informations de qualité égale.

Pour passer de la carte de terrain à un canevas digitalisé ou encore à une carte d'isanomales, il faut interpoler de nouvelles valeurs entre les stations primitives. On fait appel pour résoudre ce problème aux méthodes d'interpolations.

Il existe les méthodes dites manuelles:

1. Interpolation visuelle
2. Interpolation graphique linéaire
3. Interpolation graphique non linéaire

Ces trois procédés sont soumis dans une certaine mesure à la subjectivité de l'interprète. C'est pourquoi il est préférable d'utiliser des méthodes d'interpolation numériques adaptées aux calculateurs électroniques.

Pour chacun des points primitifs, irrégulièrement distribués, on dispose des informations suivantes: les coordonnées de la station et une valeur représentant la valeur anomale du paramètre physique étudié.

5.2. METHODES NUMERIQUES D'INTERPOLATION

Soit g_i les valeurs d'une variable observée connues en un nombre fixé de points de coordonnées (x_i, y_i) de la surface d'étude. Par une fonction d'interpolation il faut déterminer aux noeuds (x_k, y_k) du canevas les valeurs approximatives g_{int} de la variable observée. On tient compte des critères suivants:

1. A l'intérieur de la surface sous étude, la fonction doit être définie en tout point régulière et continue.

2. Les valeurs de la fonction aux points d'interpolation ne peuvent être fondamentalement différentes des valeurs avoisinantes.

3. Appliquée en un point de mesure, la méthode doit permettre de restituer la valeur mesurée en fonction de la précision de l'étude.

Il est évident que pour le calcul l'influence des points de mesures situés dans le voisinage du point à estimer est prépondérante. Cette estimation se fait à l'aide d'un nombre restreint de valeurs mesurées que l'on sélectionne en fonction de leur distance du point d'interpolation.

5.2.1. Méthode par moyenne pondérée Knödel (1966)

Ayant défini la zone d'influence de rayon R, on effectue l'inventaire des points de mesure ainsi isolés pour chaque noeud du canevas. A l'aide d'une fonction de pondération P on calcule les valeurs moyennes qui sont admises comme valeurs interpolées. Ceci s'exprime par la relation:

$$g_{int} = \sum_{i=1}^{m} P_i g_i / \sum_{i=1}^{m} P_i \qquad (54)$$

où

m le nombre de points de mesures intervenant dans le calcul.

5.2.2. Méthode par surface analytique La Porte (1962)

On évalue les différents points au moyen d'une quadrique du type paraboloïde à axe vertical. Son équation est:

$$g(x,y) = ax^2 + bxy + cy^2 + dx + ey + f \qquad (55)$$

Ses coefficients sont à déterminer par la méthode des moindres carrés. La surface passera alors au mieux par les points de mesures g_i; chacun de ceux-ci est affecté d'un poids P_i qui atténue sa contribution en fonction de son éloignement.

5.2.3. Fonction de pondération

Dans les deux méthodes décrites ci-dessus la fonction de pondération doit satisfaire aux conditions limites suivantes:

1. Elle doit être infinie à l'origine, le point à interpoler coïncidant avec un point de mesure.

2. Elle doit être nulle pour les points à l'extérieur de la zone d'influence.

Pour éviter une valeur infinie on introduit une quantité auxiliaire η très petite. Le poids d'un point s'exprime par :

$$P_i = [(R^2 - d_i^2) / (d_i^2 + \eta^2)]^2 \qquad (56)$$

où

d_i = distance à un point de mesure.

5.2.4. Méthode d'interpolation par noyau d'information Batcha et Reese (1964)

Cette méthode originale a été développée par deux collaborateurs d'I.B.M.

La détermination des valeurs interpolées se fait en deux étapes:

1. Les valeurs du canevas sont calculées pour les mailles contenant au moins un point de mesure.

2. Les valeurs sont calculées pour toutes les autres mailles.

Pour déterminer les valeurs des noeuds d'une maille contenant un ou plusieurs points de données, on définit en premier lieu le centroïde de ces points (s'il n'y a qu'un point celui-ci est le centroïde). On fait passer un plan par ce centroïde en tenant compte des points de données voisins. Ces derniers sont recherchés selon huit secteurs égaux définis à partir du centroïde pris comme origine. En introduisant une fonction de pondération et en appliquant la méthode des moindres carrés, le plan est déterminé. Les valeurs du plan aux quatre sommets de la maille contenant l'origine sont prises comme valeurs interpolées en ces points.

Une fois ces calculs terminés, il faut passer à la deuxième étape, c'est-à-dire, estimer les valeurs de tous les autres points du système. C'est à ce stade qu'intervient la phase critique de la méthode. Il est en effet possible de créer dans les lacunes entre les données une surface irréelle.

La suite des opérations est basée sur les premières évaluations qui servent de noyaux d'informations. En rayonnant à partir de ceux-ci, on estime les valeurs manquantes sur la base d'une valeur moyenne. Cette dernière dérive de valeurs indépendantes, elles-mêmes calculées, à partir des différents noyaux entourant le point étudié. Cette estimation moyenne semble être une représentation raisonnable de la valeur la plus probable.

C'est cette méthode que nous avons utilisée dans notre étude.

5.3. CHOIX DES DIMENSIONS D'UNE MAILLE DU CANEVAS

Ces dimensions sont déterminées par la nature de la carte et par le type de distribution des données initiales. Il existe quelques critères empiriques à partir desquels il est possible de choisir les dimensions. Il faut que l'intervalle entre les noeuds soit suffisamment petit pour que les gradients y restent linéaires. En outre, l'expérience montre que lorsque les données primitives sont réparties de façon homogène, les dimensions de la maille ne devraient pas excéder la moitié de la distance moyenne entre ces données. L'écart moyen entre les points de mesure s'obtient par la formule suivante :

$$d = \sqrt{(x_{max} - x_{min})\ (y_{max} - y_{min}) / N} \qquad (57)$$

où les min, max, représentent les valeurs extrêmes des coordonnées x, y et N le nombre de mesures.

Le pas a de la maille est compris entre

$$\frac{d}{4} \leqslant a \leqslant \frac{d}{2} \qquad (58)$$

A part ces critères généraux, la gravimétrie en introduit un plus particulier. La dimension d'une maille doit être de l'ordre du quart de la profondeur du toit de la structure qu'on veut mettre en évidence. Les dimensions choisies sont issues d'un compromis entre ces différents critères.

5.4. EFFET FILTRANT DE LA REPRESENTATION DIGITALE

La théorie de l'information montre que le comportement d'une fonction continue est entièrement décrit par des valeurs discrètes, d'équidistance a, à condition que cette fonction ne comprenne pas de composantes de fréquences supérieures à la limite $k = \frac{\pi}{a}$. Il faut donc aussi tenir compte de ce caractère pour ne pas atténuer les particularités essentielles que l'on recherche.

La digitalisation limite la réponse des hautes fréquences. Ainsi pour représenter une onde sinusoïdale sur les profils, il faut au moins une information tous les demi-cycles.

Supposons que l'on échantillonne une zone tous les kilomètres, la plus haute fréquence qu'il est possible de déterminer sur ces données est d'un demi-cycle par kilomètre; les fréquences supérieures sont filtrées par le mode d'échantillonnage. Cette fréquence supérieure limite prend le nom de "cut off".

En général les "très hautes" fréquences correspondent à des effets parasites et leur élimination est une bonne chose, mais il faut néanmoins ne pas négliger cet effet filtrant dans l'interprétation de très petites anomalies.

5.5. CONCLUSION

Un grand nombre de méthodes permet d'obtenir un document interprétable qualitativement. Il n'est guère possible à priori de savoir quelle méthode sera la meilleure. Le plus souvent on fait appel à plusieurs simultanément. Les informations gravimétriques qu'elles fournissent sont confrontées avec les données géologiques. Ce n'est que la synthèse des connaissances issues des deux sources qui nous fera progresser dans la connaissance du sous-sol.

CHAPITRE 6 - INTERPRETATION QUANTITATIVE

6.1. GENERALITES

L'interprétation quantitative s'applique aux anomalies bien caractérisées dont la source est une structure simple.

Le calcul permet de s'assurer que les modèles géologiques que l'on se propose sont compatibles avec l'anomalie mesurée et les modèles physiques pouvant la provoquer.

Dans le cas des structures géologiques assimilables à des corps cylindriques dont la longueur est grande par rapport à la section, il est possible de traiter le problème en deux dimensions dans le plan de la section. Dans l'interprétation classique, on fait appel à des abaques en éventail compartimentés de telle façon que chaque surface élémentaire apporte la même contribution à l'anomalie calculée au centre des rayons de l'abaque. Différentes présentations sont possibles. La plus connue est l'abaque de Jung. Ces méthodes sont purement graphiques.

Bott (1960) a présenté un programme, pour ordinateur, permettant le calcul par itération de l'effet de structures allongées qui simulent par exemple des cuvettes sédimentaires. Dans une première étape, il calcule un modèle grossier. Pour ce faire il subdivise la section de la structure en compartiments de largeur égale. Il fixe la profondeur de ces compartiments en admettant que les matériaux qui les surmontent constituent une couche plane infinie dont l'effet gravifique est facile à calculer. Ensuite Bott calcule l'attraction de chaque compartiment en l'assimilant à un prisme infiniment long.

Les écarts entre les valeurs ainsi obtenues et les résultats expérimentaux permettent de calculer de quelle épaisseur il est nécessaire de corriger le modèle. En répétant ce processus on minimise les écarts pour finalement obtenir un modèle satisfaisant. Il est important en cours d'opération, d'étudier la convergence du système c'est-à-dire la diminution constante des écarts. Au cas où ceux-ci ne décroîtraient pas régulièrement, il faudrait vérifier les hypothèses faites quant à la forme de la structure supposée.

Cet exemple souligne le fait que l'interprétation gravimétrique repose de plus en plus sur l'emploi de l'ordinateur. Cet outil permet en effet de calculer en un minimum de temps un grand nombre de modèles pour aboutir finalement à la solution la plus vraisemblable.

Il faut souligner ici à quel point les centres de calculs modernes facilitent la tâche du gravimétricien tout en améliorant les résultats qu'il peut obtenir.

CHAPITRE 7 - TRAITEMENT NUMERIQUE DES DONNEES GRAVIMETRIQUES SUR ORDINATEUR

7.1. INTRODUCTION

L'extraordinaire développement de la technologie électronique a contribué à la vulgarisation des ordinateurs. Ces outils efficaces permettent une nouvelle approche des problèmes se posant aux différentes disciplines à l'aide du traitement numérique.

Pour situer l'ordinateur par rapport à l'homme, nous pouvons utiliser une image triviale, il est au cerveau humain ce que le levier est à la force musculaire. Dans les deux cas nos possibilités d'action sont accrues par un intermédiaire que nous maîtrisons.

La puissance réelle de l'ordinateur réside dans le fait qu'il peut fournir très rapidement des informations exploitables pour de nombreux ensembles de conditions.

De prime abord, on peut classer les problèmes de calculs nous intéressant en deux catégories:

a) les calculs évidents
b) les calculs itératifs

Parmi les calculs évidents, on distingue d'une part les longs calculs routiniers que l'on traitait par la règle à calcul, la machine à calculer classique ou encore par des méthodes graphiques et, d'autre part, les calculs dont la solution technique était connue mais dont l'utilisation n'était pas rentable, voire impossible, faute de temps.

La deuxième catégorie, les calculs itératifs, couvre une vaste zone, encore incomplètement explorée. Il s'agit essentiellement de trouver par l'analyse numérique des solutions de plus en plus satisfaisantes à un problème dont une des variables n'est pas explicitable. Cette estimation se fait par un processus de répétition, l'itération, qui est le noyau de l'approche de nombreux problèmes traités par ordinateur.

Avant de décrire le mode de traitement que nous avons utilisé pour nos données gravimétriques, nous jugeons utile de fournir une brève introduction sur les fonctions générales d'un ordinateur afin de mieux faire saisir les différentes étapes de nos opérations.

7.2. FONCTIONS GENERALES DE L'ORDINATEUR

Schématiquement un ordinateur a cinq composants de base:

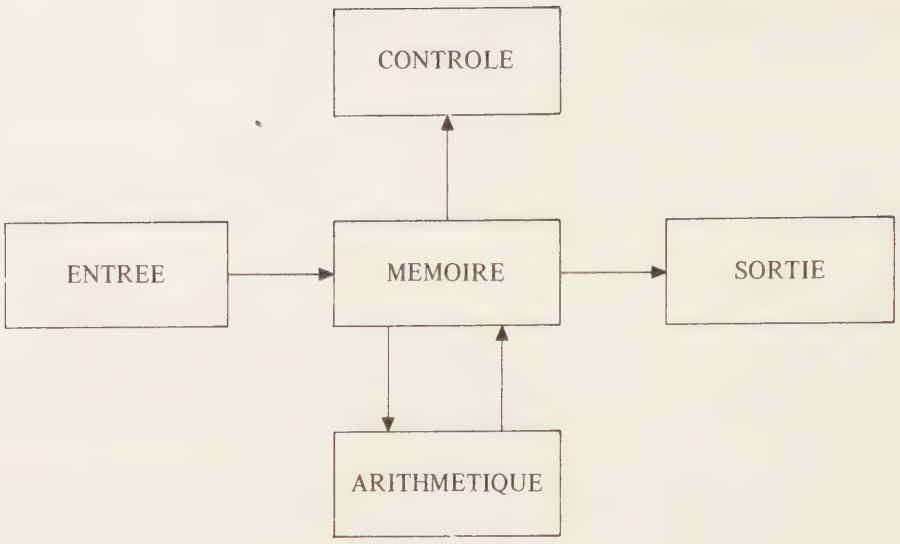
1. Une place pour stocker les données et instructions de telle manière que chacune d'elle soit accessible sur demande.

2. Un moyen de contrôler le système global.

3. Des dispositifs pour effectuer des opérations arithmétiques et d'autres opérations requises dans la manipulation de données afin d'obtenir les résultats désirés.

4. Un chemin pour entrer les informations dans l'ordinateur.

5. Un moyen pour sortir les résultats de l'ordinateur.



Trois questions peuvent se poser à l'utilisateur d'un tel complexe :

a) Sous quelle forme et par quel intermédiaire faut-il fournir l'information initiale.
b) Comment "éduquer" l'ordinateur pour qu'il traite de la manière désirée l'information.
c) Sous quelle forme et par quel intermédiaire peut-on avoir accès à l'information traitée.

Les points a) et c) peuvent être regroupés sous la rubrique Entrée-Sortie, et le point b) sous Programme et Langage.

7.2.1. Entrée-Sortie

Tout ordinateur doit avoir un moyen de liaison avec le monde extérieur. Les entrées typiques sont les lecteurs de cartes perforées, les lecteurs de bandes perforées, les lecteurs optiques ainsi que dans certains cas les lecteurs de bandes magnétiques. Les deux premiers organes cités plus les machines imprimantes constituent des sorties classiques. Ces différents dispositifs d'entrée et de sortie sont sous le contrôle du programme stocké.

7.2.2. Programme et Langage

Un programme représente, pour la machine, le règlement qui régit le travail à exécuter. Il est composé d'instructions qui vont diriger l'ordinateur à travers une série d'opérations nécessaires à l'obtention d'un résultat plausible.

Une instruction peut, par exemple, faire :

1. Amener d'une source extérieure, tel que lecteur de cartes, les données dans la mémoire.

2. Effectuer une opération arithmétique sur des nombres sélectionnés.

3. Effectuer un test logique pour déterminer la partie du programme devant être traitée.

4. Envoyer les résultats de la mémoire sur un dispositif d'enregistrement telle qu'une machine à écrire.

Ces instructions du programme doivent être assimilables par l'ordinateur afin qu'il puisse les exécuter. Il faut donc qu'elles soient rédigées dans un langage que la machine "comprenne". Cette rédaction n'est pas aisée pour un scientifique qui, sans être un spécialiste, a la possibilité de travailler avec de telles machines, car chacune d'elles a généralement sa propre langue (code interne). C'est pourquoi, afin de faciliter l'usage des ordinateurs on a développé des langages plus pratiques (codes externes) dont nous ne mentionerons que le FORTRAN que nous avons utilisé.

Le langage FORTRAN, abbréviation de FORmula TRANslation permet à l'utilisateur de communiquer son problème à l'ordinateur pour en calculer la solution. Ce langage est un compromis entre celui de la machine et celui de l'homme de science. Pour satisfaire la première, il utilise des symboles qu'elle peut comprendre et respecte les règles imposées pour leur utilisation.

Pour satisfaire le scientifique, le Fortran élimine de nombreux ordres de contrôle d'opérations de l'ordinateur dans l'élaboration du programme et permet de décrire les équations mathématiques sous une forme aussi proche que possible de leur écriture réelle.

Un problème décrit en Fortran sera traduit dans le langage propre de la machine. Cette traduction est effectuée par l'ordinateur lui-même avec l'aide d'un programme appelé "Fortran Processor".

A partir de ces quelques généralités, nous allons décrire certains aspects du traitement de l'information géophysique et plus particulièrement le traitement de l'information gravimétrique.

7.3. TRAITEMENT DES DONNEES GRAVIMETRIQUES

Lors d'une étude géophysique une grande partie du temps est consommée par des calculs laborieux qui de plus sont souvent routiniers. C'est pourquoi le traitement des données par l'intermédiaire d'un ordinateur s'est très rapidement imposé, stimulant du même coup la recherche de nouvelles possibilités d'interprétation qui ne sont rentables que par son emploi. Ceci est vrai tout particulièrement dans le cas de la gravimétrie.

Passons en revue les différentes étapes qu'il faut parcourir en partant de l'information brute primaire pour aboutir aux informations interprétables, présentées sous forme de tableaux de résultats, de profils et de cartes isolignes. L'élaboration de ces derniers documents suit généralement le chemin suivant :

1. Collection d'informations brutes.
2. Calcul d'anomalies de Bouguer.
3. Mise en évidence des anomalies ayant un intérêt pour l'étude envisagée soit sous forme qualitative, soit sous forme quantitative.

7.3.1. L'information brute primaire

L'information brute primaire dans le cas d'une campagne gravimétrique comprend deux types de mesures: les mesures de "g" exécutées au gravimètre et les mesures complémentaires qui sont principalement des mesures topographiques. Leurs résultats sont inscrits sur des feuilles dont la présentation facilite le travail de mise sous forme de cartes perforées. A ces informations provenant du terrain, s'ajoute la représentation digitalisée du relief topographique préparée en laboratoire. C'est à partir de ces données que nous allons faire intervenir l'ordinateur.

7.3.2. Calcul de l'anomalie de Bouguer

Un programme pour le calcul de l'anomalie de Bouguer a été développé par D. Plouff (1966). Il permet un gain de temps dans la réalisation d'une étude gravimétrique, principalement par l'utilisation de cartes topographiques digitalisées.

Ainsi la détermination de l'effet du relief se fait sous une forme plus rationnelle. Ce programme est décrit en langage FORTRAN IV, nous y avons effectué deux adjonctions mineures: d'une part l'adaptation de l'entrée aux systèmes de coordonnées rectangulaires en usage dans notre pays, et d'autre part l'adjonction d'un sous-programme permettant de tenir compte de l'effet du relief provoqué par nos lacs.

Nous ne reviendrons pas sur les différentes composantes intervenant dans le calcul, celles-ci étant décrites dans la première partie de notre travail.

A partir des informations brutes primaires, à savoir la situation spaciale des points d'étude ainsi que des valeurs mesurées de "g" qui s'y rattachent, l'ordinateur effectue une première série de calculs. Les résultats sont imprimés sur un tableau contenant pour chaque station son numéro, ses coordonnées rectangulaires et géographiques, l'altitude, les valeurs mesurée et théorique de "g" ainsi que l'anomalie à "l'air libre".

Dans une deuxième série d'opérations, l'ordinateur s'attaque à la détermination de l'effet du relief et ceci pour des zones comprises entre 2,6 et 166,7 km. Cette dernière limite peut varier suivant les besoins de l'étude. Rappelons que la contribution des zones comprises entre 0 et 2,6 km (voir 2.8.3) est estimée pour l'instant par une méthode "manuelle". Cette dernière contribution est également entrée sous forme de données. L'ordinateur fait appel pour cette deuxième phase aux modèles du relief topographique qui lui sont présentés selon un découpage précisé sous (9.4.1.). Afin de gagner de la place dans la mémoire de la machine le programme utilise un processus d'itération conçu de manière telle qu'elle traite l'effet du relief par coupure digitalisée. Elle en calcule les contributions sur toutes les stations et dès que ce travail est terminé, elle opère sur la coupure suivante, et ainsi de suite. Simultanément, elle signale les coupures manquantes pour le calcul de la zone d'influence admise. Ces différentes informations, imprimées sur un deuxième tableau, facilitent le travail de contrôle. Nous en donnons un exemple à la figure 14. Enfin, dans la dernière phase, l'ordinateur assemble les différents éléments pour obtenir la valeur de l'anomalie de Bouguer pour diverses densités. Le dernier tableau imprimé récapitule les données et présente les résultats cherchés (voir tableau p. 66). Par la même occasion, la machine perfore un ensemble de cartes contenant les coordonnées des points ainsi que les valeurs de Bouguer. Cette information est nécessaire pour la suite du traitement numérique conduisant à l'analyse proprement dite.

Pour ce programme, nous avons utilisé un ordinateur "Control Data Corporation 3800". Son temps d'exécution moyen par station, pour une région à topographie complexe est de 1,8 seconde.

7.4. COMPARAISON AVEC LES METHODES CLASSIQUES DITES "MANUELLES".

L'auteur du programme, D. Plouff, présente une comparaison fort convaincante.

Quelle que soit la méthode de calcul employée, on peut admettre que le temps moyen d'estimation de l'altitude d'un compartiment est le même. Cependant, dans sa méthode, un compartiment sert à plusieurs stations, alors que dans les méthodes "manuelles" un compartiment n'est utile qu'à une seule station.

On note d'autre part que le temps nécessaire à la préparation des documents pour la méthode "digitale" (temps de traçage des compartiments sur les cartes topographiques, perforation

```
FARIDA          46 15 353 30
JULIA           46 30 353 30
CLAUDIA         46  0 353 15
ANNA            46 15 353 15
ILSA            46 30 353 15
CARLA           46  0 353  0
ANITA           46 15 353  0
KATIA           46 30 353  0
MINA            46  0 352 45
URSULA          46 15 352 45
MARINA          46 30 352 45

TERRAIN CORRECTIONS FROM    2.615 TO   21.000 KILOMETERS IN AREA GEOPHYSIQUE  PLUTON EVE
SMALLEST COMPARTMENT DIGITIZED ARE  1 BY  1 AND LARGEST COMPOSITE BLOCKS ARE  3 BY  3 MINUTES
IN LATITUDE AND LONGITUDE, QUADRANGLES USED ARE  15 BY  15 MINUTES,  CONVERSION TO BLOCKS AT   14.0 KM.
CURVATURE CORRECTION AT   15.0 KM.MIN ELEVS    70    30

WITH LAKE COMPARTMENTS

STATION    253 LOCATED AT 46.150, 352.970 DEGREES LATITUDE AND LONGITUDE.
    MAP       NW CORNER (DEGREES)      MGLS          MAP       NW CORNER (DEGREES)      MGLS
 CLAUDIA          46.00     353.25     0.091      ANNA            46.25     353.25    10.691
 ILSA             46.50     353.25     0.067      CARLA           46.00     353.00     0.254
 ANITA            46.25     353.00    10.711      KATIA           46.50     353.00     0.375
 URSULA           46.25     352.75     0.098
                                TOTAL CORRECTION 22.286 MILLIGALS
STATION    254 LOCATED AT 46.160, 352.955 DEGREES LATITUDE AND LONGITUDE.
    MAP       NW CORNER (DEGREES)      MGLS          MAP       NW CORNER (DEGREES)      MGLS
 ANNA             46.25     353.25     6.732      ILSA            46.50     353.25     0.043
 CARLA            46.00     353.00     0.250      ANITA           46.25     353.00    14.213
 KATIA            46.50     353.00     0.464      URSULA          46.25     352.75     0.182
                                TOTAL CORRECTION 21.885 MILLIGALS
STATION    255 LOCATED AT 46.160, 352.965 DEGREES LATITUDE AND LONGITUDE.
    MAP       NW CORNER (DEGREES)      MGLS          MAP       NW CORNER (DEGREES)      MGLS
 ANNA             46.25     353.25     9.068      ILSA            46.50     353.25     0.064
 CARLA            46.00     353.00     0.250      ANITA           46.25     353.00    12.382
 KATIA            46.50     353.00     0.397      URSULA          46.25     352.75     0.163
                                TOTAL CORRECTION 22.324 MILLIGALS
```

Fig. 14 Exemple de présentation des résultats du calcul de l'effet du relief topographique

des altitudes estimées, etc. . .) est équivalent aux différentes opérations requises par la méthode "manuelle" (le temps de calcul de la hauteur d'un compartiment, lecture de l'attraction correspondante dans une table, etc. . .).

Après avoir comparé opérations manuelles et automatisées, il est encore nécessaire de faire intervenir le prix de revient du calcul par l'entremise de l'ordinateur. L'expérience montre qu'il est plus petit que le 5% de tous les autres frais.

En résumé, Plouff montre que la comparaison des prix de revient par compartiment est à l'avantage de la méthode de digitalisation si le nombre des stations est d'au moins 1 par $7km^2$. Le coût de la méthode diminue avec l'augmentation de la densité des stations. En outre, il est possible d'accroître en tout temps cette densité ou d'étendre l'étude avec un minimum de travail de digitalisation.

7.5. MISE EN EVIDENCE DES ANOMALIES

Le programme précédent a fourni les valeurs de l'anomalie de Bouguer pour nos points de mesures et ceci pour différentes densités. De ces résultats, une représentation graphique s'avère nécessaire pour faciliter le choix d'une méthode pour la mise en évidence des anomalies. Dans une première étape, les valeurs de Bouguer nous permettent d'interpoler des valeurs discrètes uniformément distribuées. Cette opération effectuée, on enchaîne directement avec le traçage des isolignes.

A cet effet, nous avons utilisé un programme écrit en langage "assembleur" pour ordinateur IBM 1130. L'interpolation s'y fait par la méthode J.P. Bachta et J.R. Reese (voir 5.2.4.). Le nombre maximum de points de mesure traitable par cette machine est de 1000 et les dimensions maxima de la matrice de la grille calculée sont de 100 x 100. La vitesse de production est d'environ 80 points de grille par minute. Quant à l'échelle du document

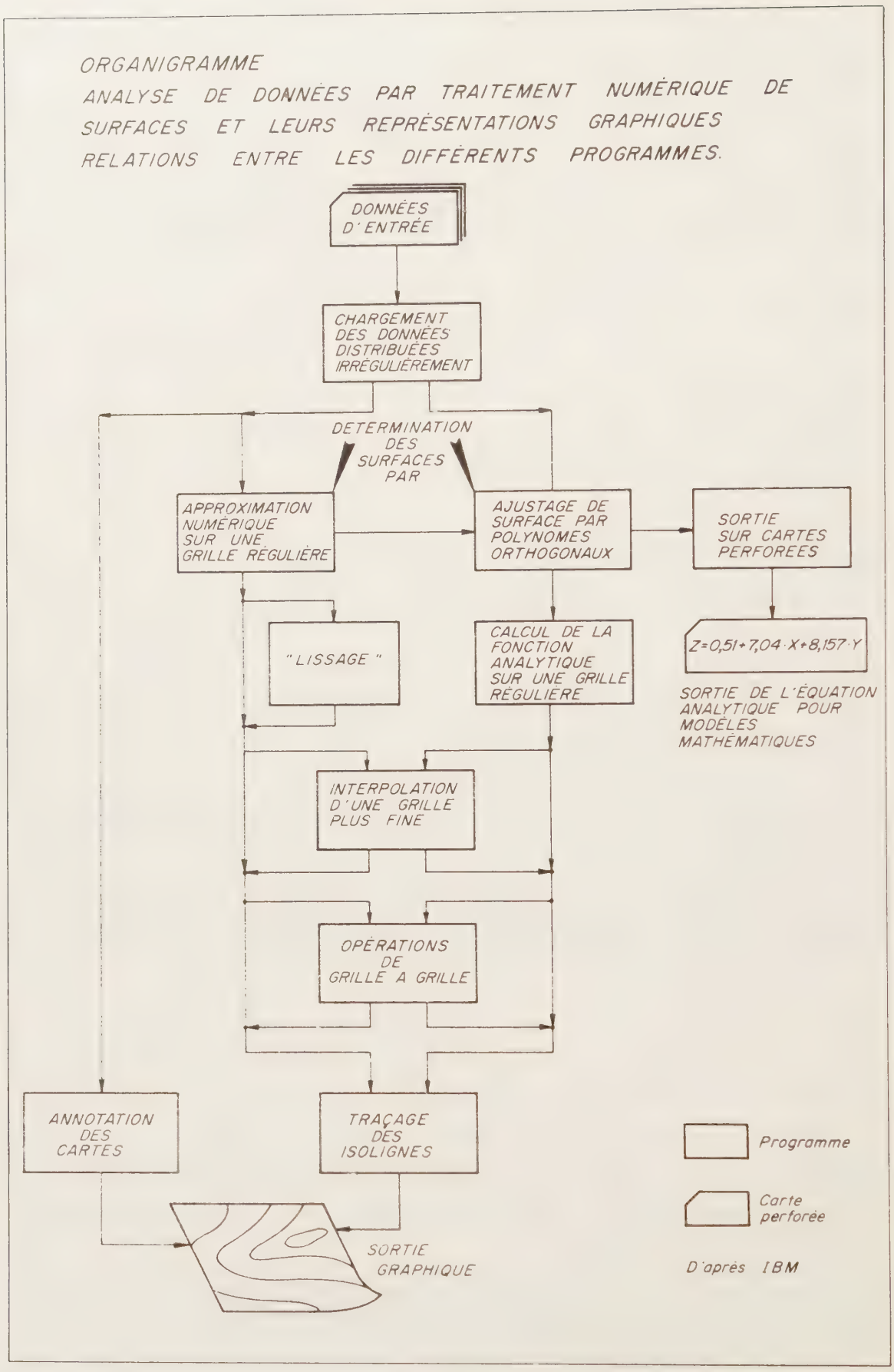


Fig. 15 Exemple d'organigramme du traitement numérique de l'anomalie de Bouguer

dessiné, elle doit être adaptée à la largeur maximum du traceur automatique, soit 27 cm; il n'y a par contre pas de limitation pour la longueur. D'après notre expérience, pour tracer une carte d'anomalie de Bouguer de dimensions 27 x 55 cm, avec une équidistance de 1 mgl entre les isolignes, il faut pour un écart de 30 mgls, environ 1 heure 30.

La carte tracée, il nous est alors possible de choisir le mode de séparation des différentes anomalies. Le programme disponible sur IBM 1130 permet d'enchaîner directement par l'ajustage d'une régionale analytique sur les valeurs de l'anomalie de Bouguer.

Le degré de cette fonction est choisi selon l'allure de l'anomalie de Bouguer en tenant compte des critères de régionalité.

Après avoir estimé les valeurs de la fonction sur la surface d'étude, on calcule la valeur du résidu, c'est-à-dire, la différence entre l'anomalie de Bouguer et l'anomalie régionale. Finalement, il reste à faire tracer ces anomalies résiduelles. Nous reproduisons à la figure 15 une organigramme qui montre l'enchaînement entre ces divers programmes.

7.6. CONCLUSION

Cette brève revue des programmes que nous avons utilisés donne un aperçu tout à fait sommaire des possibilités actuelles de traitements numériques par ordinateur en gravimétrie. Il en ressort que, grâce au gain de temps appréciable, il est possible sans retard pour une interprétation de faire varier les divers paramètres utilisés (densité, etc. . .); ceci permet une meilleure maîtrise du problème.

TROISIEME PARTIE

LES ANOMALIES GRAVIFIQUES DANS LA PLAINE DU RHONE ENTRE ST-MAURICE ET SAXON

CHAPITRE 8 – GENERALITES

Les première et deuxième parties de notre travail exposent la manière de traiter les données gravimétriques pour en tirer une information géologique aussi complète que possible.

Dans cette troisième partie, nous nous proposons d'illustrer cet exposé par l'application des méthodes gravimétriques dans une zone alpine très complexe. Cette zone est située dans le bassin du Rhône, en amont du Lac Léman, dans le canton du Valais (Suisse), (voir figure 16).

Le but de cette étude est, d'une part de tester les méthodes décrites plus haut, et d'autre part, d'apporter une contribution à la géologie et à la paléogéographie du bassin du Rhône dans cette région.

Cette étude s'insère dans un ensemble de travaux entrepris par les Instituts de Géophysique des Universités de Genève et Lausanne destinés à couvrir l'ensemble de la Suisse Romande.

Notre levé gravimétrique comporte 490 stations de mesures couvrant un territoire de 150 km^2.

Pour unifier nos résultats à ceux obtenus par d'autres, nous avons utilisé le réseau gravimétrique de premier ordre établi pour le compte de la Commission Géodésique Suisse (1959). Les mesures relatives de la pesanteur ont été faites au moyen d'un gravimètre Worden No.40.

Les cartes d'anomalies de Bouguer ont été calculées pour les densités de 2,5, 2,67 et 2,8.

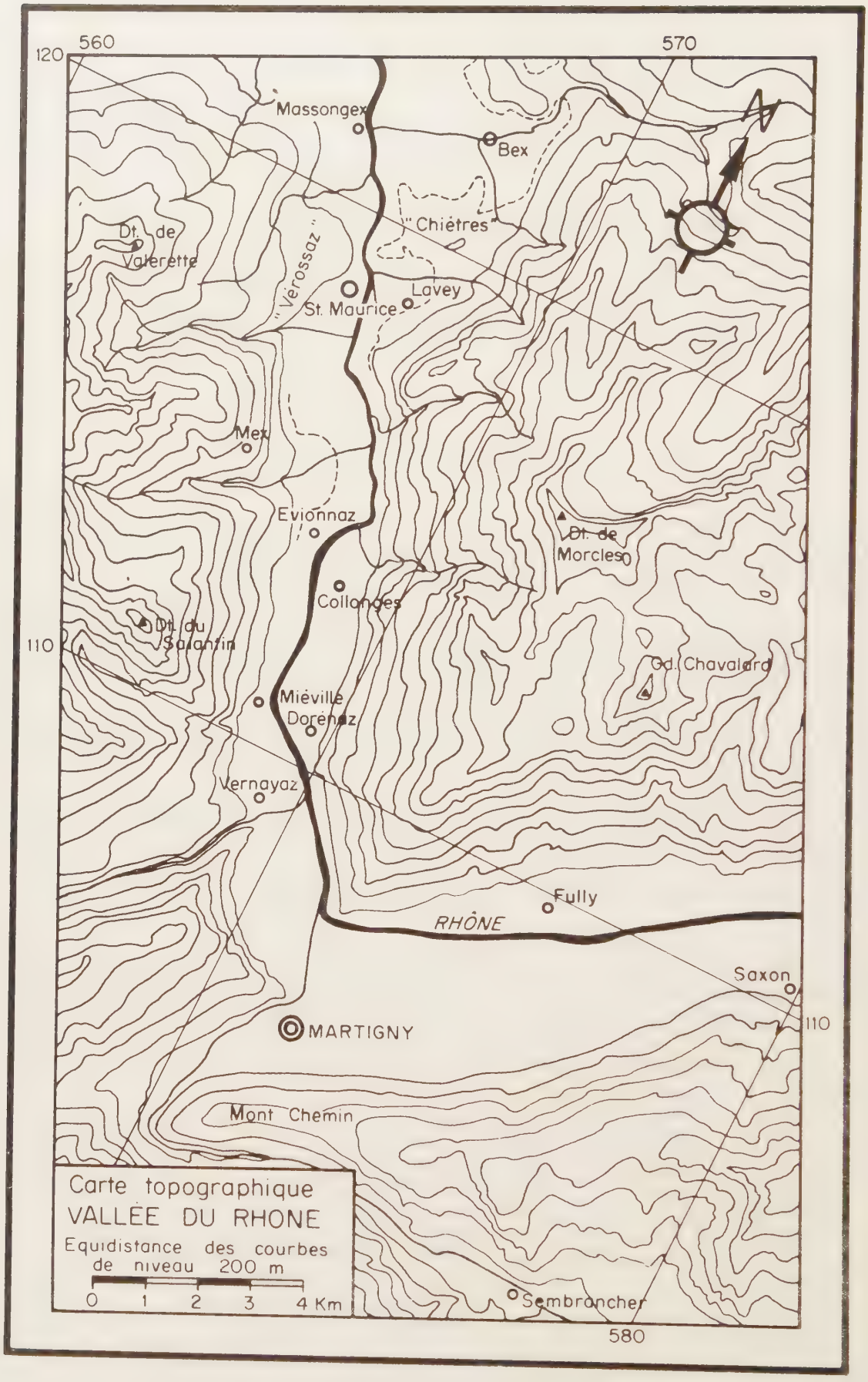


Fig. 16 Carte topographique de la région St-Maurice/Saxon

CHAPITRE 9 - ETABLISSEMENT DES CARTES GRAVIMETRIQUES

9.1. INTRODUCTION

Nous savons que la carte d'anomalie de Bouguer représente les écarts existant entre la pesanteur prévue pour un modèle abstrait et celle réelle mesurée. Chaque station de mesure est caractérisée par ses coordonnées géographiques, son altitude et enfin par la valeur réelle de la pesanteur. Nous discuterons dans ce chapitre de ces différents éléments.

9.2. LES MESURES DE LA PESANTEUR

Les gravimètres ne permettent que des mesures relatives, en d'autres termes, ils ne servent que pour la détermination de la variation de la pesanteur entre différents points. Cette variation mesurée n'est pas seulement fonction de la situation géographique, mais également fonction du temps. Pour le but que nous poursuivons, les changements de la pesanteur dans le temps n'ont pas d'intérêt et doivent être éliminés. Ces changements ont deux causes très différentes :

D'une part l'attraction luni-solaire, fonction de la position relative de la terre par rapport à ces deux astres. Cette attraction est calculable. Elle peut engendrer des variations maxima de l'ordre de 0,09 mlg en deux heures. Dans cet intervalle de temps on peut admettre que le phénomène est linéaire.

D'autre part l'effet instrumental, dérive due au vieillissement des ressorts, partie essentielle du gravimètre. Cette dérive peut être mise en évidence en laissant l'instrument en un même point et en y faisant des lectures successives que l'on corrige de l'effet luni-solaire. La variation observée est, admet-on, également linéaire pour un intervalle ne dépassant pas les deux heures.

Ces deux causes de variations peuvent être confondues durant le laps de temps précité. Si celui-ci est dépassé, il devient nécessaire de les dissocier et de déterminer la correction luni-solaire au moyen de tables précalculées. Autant que possible, il est préférable de travailler par séquences de deux heures.

On part d'un point appelé "base" où l'on effectue une lecture du gravimètre en notant l'heure à laquelle elle est faite, puis on répète les mêmes mesures en différents points appelés "stations" pour revenir à la fin de la séquence à la base. Les deux mesures initiale et finale permettent de déterminer la valeur de l'effet combiné luni-solaire et la dérive de l'instrument. Il suffit dès lors de corriger les différentes lectures de la valeur calculée en tenant compte du temps qui s'est écoulé entre la lecture à la base et les lectures aux stations respectives. Les lectures sont alors exemptes du facteur temps, leurs différences d'avec leur base sont à l'image des différences de l'accélération de la pesanteur.

Dans notre cas, les bases sont des points où la valeur de la gravité est connue. Elles sont établies très soigneusement à partir d'un point fondamental dont la valeur a été mesurée de manière absolue soit au moyen d'un pendule, soit par une technique balistique.

Les bases que nous avons utilisées pour notre étude font partie du réseau Géodésique Suisse de premier ordre rattaché au réseau International dans le système Potsdam. La station de

référence nationale est située à Zurich dans l'Ecole Polytechnique Fédérale (salle 27a, pil) . La valeur de "g" y est de 980 667,0 milligals.

Notre levé gravimétrique a nécessité l'emploi de deux bases de ce réseau, nous en donnons la description d'après la C.G.S. (1959).

Base I - Martigny

No 24 (C.G.S.)
Registre des nivellements fédéraux, Canton du Valais, Feuille No. 21, No. d'ordre 160 B,

Altitude 472,571 m
Latitude 46° 6', 0
Longitude 7° 4', 5

Eglise paroissiale, soubassement à droite du portail, 0,35 m au-dessus du sol.

Station gravimétrique:

Hauteur du support de l'instrument ..... 0,46 m
Différence de hauteur entre le point topo. et l'instrument ..... 0,48 m

Emplacement de mesure (fig. 17) :

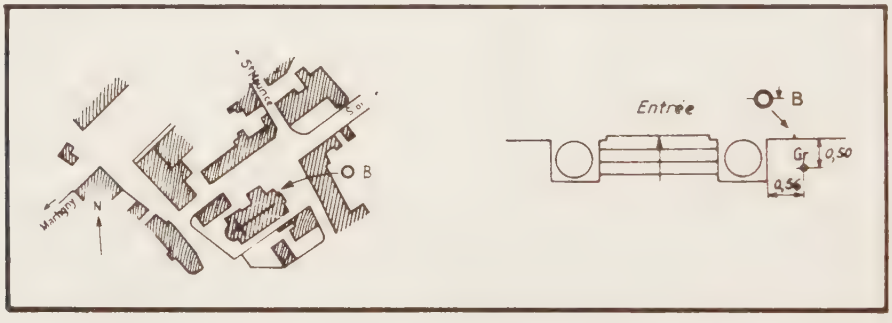


Fig. 17 Base gravimétrique I

Valeur de la pesanteur:	Milligals
au niveau de l'instrument	980 461,835
à l'emplacement de l'instrument au niveau du sol	461,975
au point de nivellement fédéral	461,825

Base II - St-Maurice

No 25 (C.G.S.)
Registre des nivellements fédéraux, Canton du Valais, Feuille No. 63, No. d'ordre 488, A,

Altitude 416,126 m
Latitude 46° 13', 3
Longitude 7° 0', 3

Eglise de l'Abbaye, entrée principale, montant de droite soubassement 0,52 m de l'entrée, 0,23 m au-dessus du socle.

Station gravimétrique:

Hauteur du support de l'instrument ..... 0,42 m
Différence de hauteur entre le point topo. et l'instrument ..... -0,45 m

Emplacement de mesure (fig. 18):

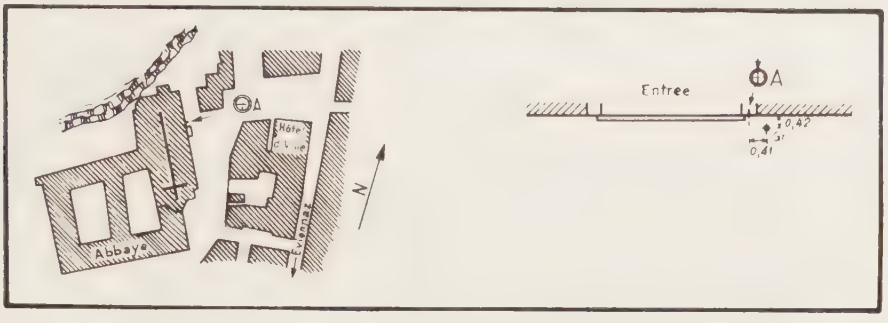


Fig. 18 Base gravimétrique II

Valeur de la pesanteur:	Milligals
au niveau de l'instrument	980 502,035
à l'emplacement de l'instrument au niveau du sol	502,165
au point de nivellement fédéral	502,025

Toutes nos mesures sont rattachées à l'une de ces deux bases.

9.3. COORDONNEES GEOGRAPHIQUES ET ALTITUDES DES STATIONS DE MESURES.

En Suisse, dans la règle générale, seuls les points de triangulations fédéraux de premier ordre, peu nombreux, sont connus par leurs coordonnées géographiques (latitude et longitude). Par contre, le réseau des points topographiques en coordonnées rectangulaires par rapport à Berne est beaucoup plus dense, de plus l'excellente qualité de nos cartes à différentes échelles rend aisé le repérage des stations de mesures en coordonnées nationales. Le passage de ces dernières aux coordonnées géographiques s'effectue par transformations mathématiques. Les formules nécessaires nous ont été communiquées par le service topographique fédéral (1964).

Les opérations se font en deux phases:

Premièrement, la transformation des coordonnées rectangulaires en coordonnées géographiques sphériques par rapport au zéro de la carte suisse (Berne).

Deuxièmement, la transformation de ces dernières en coordonnées ellipsoïdiques cherchées.

Ces calculs étant fort laborieux, nous avons établi un programme de calcul pour ordinateur en langage Fortran IV (Olivier et Wagner 1966). Il permet d'obtenir, à partir des coordonnées rectangulaires fédérales, les valeurs de la latitude, longitude et la pesanteur normale en ces points.

Sur nos 490 stations de mesures, 80 correspondent à des points topographiques appartenant au réseau trigonométrique de IVe ordre, les descriptions les concernant nous ont été fournies

par les services topographiques cantonaux du Valais et de Vaud. Les autres points ont été repérés sur des cartes de détails de 1 : 10 000 et leurs altitudes ont été obtenues par une campagne de nivellement à partir du réseau déjà connu.

Après ces diverses opérations, nous disposons: de la valeur de la pesanteur mesurée, des coordonnées géographiques et de l'altitude des stations; ces informations ne sont pas encore suffisantes pour passer aux calculs de l'anomalie de Bouguer. Il nous faut encore établir les modèles topographiques qui servent à l'évaluation de l'effet du relief et estimer les valeurs de la densité des matériaux intervenant dans l'élaboration des modèles de Bouguer.

9.4. MODELES TOPOGRAPHIQUES – EFFET DU RELIEF

Pour l'estimation de l'effet de relief de la région comprise entre une station et un cercle de 2,6 km l'entourant, nous avons utilisé la méthode de couronnes concentriques compartimentées de dimensions suivantes :

Zone	Dimensions en mètres	Nombre de compartiments	Mode d'estimation de l'altitude moyenne
A	0 - 2	4	Mesures topographiques (terrain)
B_1	2 - 19	4	idem
B_2	19 - 58	12	idem
			plus carte topographique au 1:10 000
C_1	58 - 130	12	Carte topographique au 1:10 000
C_2	130 - 230	12	idem
D_1	230 - 380	12	idem
D_2	380 - 590	12	idem
E_1	590 - 870	12	idem
E_2	870 - 1280	12	Carte topographique au 1:25 000
F_1	1280 - 1680	12	idem
F_2	1680 - 2150	16	idem
G	2150 - 2615	16	idem

Les zones de A à F_1 correspondent à celles définies par Hayford, par contre les deux dernières ont été choisies par nous afin de poursuivre le calcul de l'effet de relief pour les zones plus lointaines par la méthode des compartiments digitalisés. Rappelons que pour cette dernière, l'altitude moyenne estimée d'un compartiment ne sert pas uniquement pour une station mais pour plusieurs. Nous avons montré qu'une des méthodes répondant à cette exigence est celle développée par Plouff. Elle est particulièrement bien adaptée à notre pays car les compartiments d'altitude moyenne y sont définis par des coordonnées géographiques. Cette particularité est utile car dès que l'on veut déterminer l'effet du relief pour des zones éloignées, il faut faire appel à des documents topographiques des pays avoisinants. Ces documents sont basés sur des projections conformes différentes.

9.4.1. Modèles topographiques digitalisés

Pour plus de précision, nous avons préparé deux types de modèles topographiques:

1. Le modèle topographique correspondant à un découpage des cartes au 1:50 000 en feuilles de 15' par 15' (lat., long.). Chacune de celles-ci est subdivisée en petits compartiments de 1' par 1'. L'altitude moyenne de chacun de ces compartiments est estimée par moyenne

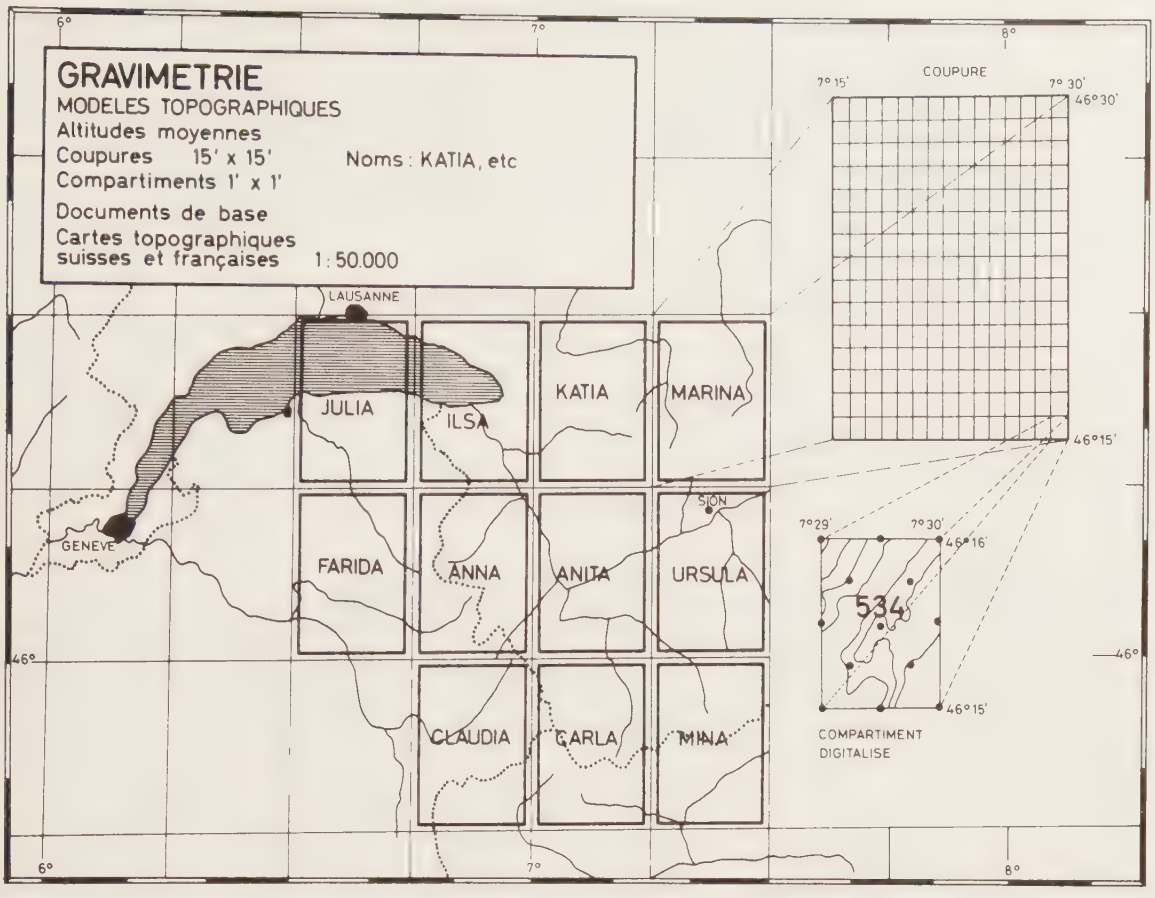


Fig. 19 Modèle topographique; coupures 15' x 15', digitalisées

arithmétique sur treize valeurs discrètes uniformément réparties. Ce modèle topographique permet le calcul de l'action du relief pour les zones comprises entre 2,6 km et 21,0 km. Notre travail a nécessité la préparation des coupures digitalisées présentées sous la figure 19.

2. Le modèle topographique correspondant à un découpage des cartes au 1:100 000 en feuilles de 60' par 120' (lat., long.) et une subdivision en compartiments de 3' par 3'. Les altitudes moyennes ont été obtenues de la même manière que précédemment. Ce modèle nous permet de couvrir des zones jusqu'à 166,7 km (zone 0 de Hayford.)
   Les coupures que nous avons préparées satisfont le calcul de l'effet du relief jusqu'à une distance de 80 km. Ce qui est largement suffisant pour notre étude. Les coupures digitalisées sont localisées dans la figure 20.

Une digitalisation systématique de la topographie de la Suisse Romande et des régions limitrophes est d'ailleurs en cours.

9.5. ETUDE DES DIVERSES DENSITES

Une bonne connaissance des densités des roches de la zone investiguée est nécessaire tant pour le calcul des modèles de Bouguer que pour l'interprétation des anomalies individualisées.

On sait que lorsque la densité moyenne admise pour le modèle est plus élevée que la densité réelle d'une partie de la zone investiguée, des anomalies apparaissent, négatives sur les reliefs

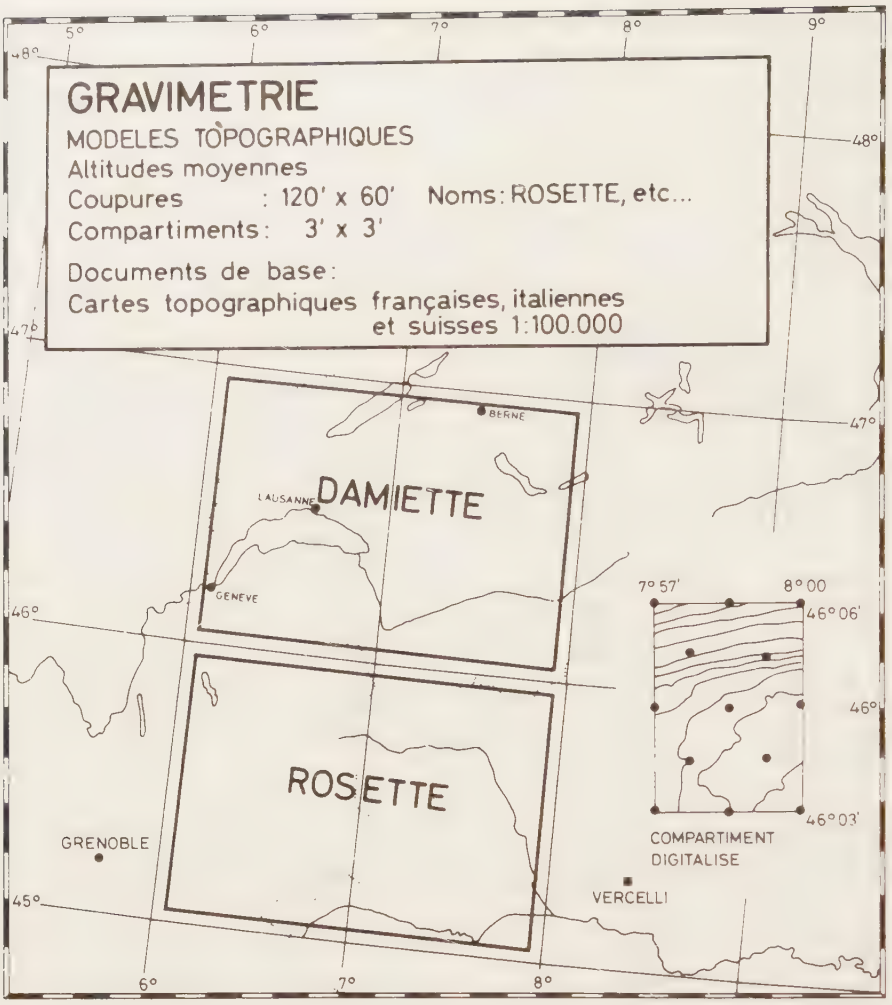


Fig. 20 Modèle topographique; coupures 60' x 120', digitalisées

élevés et positives sur les dépressions. Nos modèles étant construits avec une densité constante seule la détermination de la densité des différents matériaux permet de distinguer les anomalies vraies des anomalies artificielles.

La région que nous étudions est riche en différents types de matériaux. Nous passons des sédiments meubles aux sédiments consolidés de tous faciès pour terminer avec les roches cristallines.

9.5.1. Densité des sédiments non consolidés

Les sédiments quaternaires de nos régions donnent d'après des mesures sur échantillons les densités suivantes, (de Cérenville 1967) :

	Densité
Moraines graveleuses	2,0 - 2,3
Moraines de fond (compactes)	2,2 - 2,5
Fluvio-glaciaire	1,9 - 2,2
Glacio-lacustre	1,7 - 2,0
Cône de déjection	1,8 - 2,1
Alluvions	1,8 - 2,1

La vallée du Rhône que nous étudions est essentiellement remplie d'alluvions, mais en profondeur un niveau de moraine de fond n'est pas à exclure. Nous savons que cette vallée est très profonde et que par conséquent les sédiments non consolidés vont y être très compactes; c'est pourquoi nous estimons que la densité moyenne de ces matériaux est proche des valeurs maxima indiquées dans le tableau. Nous admettons que le complexe quaternaire de la vallée a une densité moyenne d'au moins 2,2 à l'exclusion des terrains superficiels et des cônes de déjection.

9.5.2. Densité des sédiments consolidés

Dans la zone des mesures gravimétriques, la majeure partie de ces sédiments est constituée par des calcaires massifs appartenant aux unités géologiques de l'"Autochtone" et de la "Nappe de Morcles". Dans la région des Collines de Chiètres, les calcaires sont recouverts par une formation du type flysch à prédominance de schistes.

Une partie de ces calcaires est exploitée en carrière, ce qui permet d'obtenir des échantillons frais, sur lesquels nous avons effectué des déterminations de densité en laboratoire. Malgré les défauts d'un tel échantillonnage, nous estimons que les résultats obtenus fournissent un ordre de grandeur raisonnable.

Les échantillons sont pesés à l'air et dans l'eau. Leurs dimensions sont telles que leurs poids à l'air se situe entre 0,4 et 1,2 kg.

Densité des calcaires (d'après échantillons):

	Densité valeur moyenne	Nombre d'échantillons
Barrémien (sous colline de Chiètre)	2,73	10
Portlandien (près de les Cases)	2,71	5
Malm (La Batiaz)	2,68	5
Zone helvétique (col des Planches)	2,70	10

Enfin, il reste une dernière région sédimentaire, rattachée au massif hercynien des Aiguilles Rouges, celle du synclinal permo-carbonifère, que nous avons échantillonnée.

Conglomérats à ciment silicieux et grès

Carbonifère (Dorénaz)	2,67	7

9.5.3. Densité des roches métamorphiques et cristallines

Ces roches sont principalement représentées par des gneiss de type varié et par des granites (massifs hercyniens des Aiguilles Rouges et de Mt Blanc).

	Densité valeur moyenne	Nombre d'échantillons
Gneiss (la Batiaz)	2,68	7
Gneiss à biotite (Van d'en Haut)	2,74	2
Granite de Vallorcine (Miéville)	2,68	5

9.5.4. Densités admises pour le calcul du modèle de Bouguer

Une remarque s'impose: il n'y a pas de différences significatives entre les diverses roches testées, tout au plus pourrait-on indiquer une tendance. Les granites par exemple semblent être moins denses que les calcaires massifs.

Cette homogénéité des densités est peut-être due au mode d'échantillonnage, les roches exploitées en carrières sont toutes particulièrement massives. La valeur moyenne que nous obtenons ainsi, donne une approximation vraisemblable de la densité maximum des roches de surface.

A l'aide de ces mesures et des valeurs généralement admises pour les autres faciès de roches, nous avons établi trois cartes d'anomalies de Bouguer. La première avec une densité de 2,5, densité proche de celle des grès, schistes et marnes. La deuxième avec une densité de 2,67, densité "universelle" de la croûte assez proche des densités moyennes obtenues par nos mesures. Et finalement, la dernière pour une densité de 2,8,

9.6. TABLEAU DES MESURES ET CALCULS

Les résultats des calculs de l'anomalie de Bouguer ont été obtenus par les méthodes décrites dans la première partie du travail.

Plan du tableau

NO	=Numéro de la station
LAT.	=Latitude en degrés minutes
LONG.	=Longitude en degrés minutes
ALT.	=Altitude en mètres
GRAVITE OBS.	=Valeur mesurée de "g" en milligals, toutes corrections instrumentales faites. (Les chiffres sont exprimés par rapport à 980 000,00 mgl)
GRAVITE THEO.	=Valeur normale de g sur l'ellipsoïde (Les chiffres sont exprimés par rapport à 980 000,00 mgl)
EFFET RELIEF	=Effet du relief jusqu'à 58,8 km, densité de 2,67 en mgl
BOUG. 1	=Anomalie de Bouguer, densité 2,5 en mgl
BOUG. 2	=Anomalie de Bouguer, densité 2,67 en mgl
BOUG. 3	=Anomalie de Bouguer, densité 2,8 en mgl

NO	LAT.		LONG.		ALT.	GRAVITE OBS	GRAVITE THEO	EFFET RELIEF	BOUG.1	BOUG.2	BOUG.3
1	46	4.54	7	4.13	608.7	424.90	726.48	25.44	-154.37	-157.13	-159.25
2	46	4.70	7	3.15	556.0	432.81	726.72	28.31	-154.70	-156.91	-158.59
3	46	4.77	7	9.09	713.4	405.89	726.82	19.18	-158.33	-162.24	-165.23
4	46	4.87	7	2.95	605.8	428.25	726.97	25.23	-152.29	-155.05	-157.15
5	46	4.97	7	2.68	727.1	407.88	727.12	21.61	-151.60	-155.45	-158.40
6	46	5.03	7	3.31	509.3	446.16	727.21	27.11	-152.44	-154.38	-155.87
7	46	5.04	7	2.37	911.0	376.07	727.23	18.34	-149.24	-154.62	-158.74
8	46	5.06	7	2.98	599.5	431.30	727.26	24.06	-151.89	-154.67	-156.80
9	46	5.12	7	3.50	566.8	438.40	727.35	24.19	-151.40	-153.94	-155.88
10	46	5.17	7	3.23	532.5	444.08	727.42	25.00	-152.00	-154.24	-155.95
11	46	5.24	7	3.37	506.5	448.98	727.53	25.26	-152.23	-154.27	-155.83
12	46	5.35	7	3.41	501.2	450.62	727.69	24.79	-152.28	-154.31	-155.87
13	46	5.37	7	3.16	566.2	438.03	727.72	23.70	-152.73	-155.29	-157.25
14	46	5.39	7	3.72	493.8	452.50	727.75	24.56	-152.16	-154.16	-155.68
15	46	5.45	7	5.73	1122.0	329.79	727.84	11.48	-159.70	-167.03	-172.64
16	46	5.45	7	3.49	491.2	453.24	727.84	24.53	-152.07	-154.05	-155.56
17	46	5.49	7	3.61	490.9	454.30	727.91	23.79	-151.84	-153.86	-155.40
18	46	5.58	7	4.08	486.0	455.57	728.04	23.04	-152.39	-154.42	-155.98
19	46	5.61	7	3.99	486.1	456.74	728.09	22.47	-151.78	-153.85	-155.43
20	46	5.63	7	4.89	775.8	404.44	728.12	15.57	-151.79	-156.37	-159.88
21	46	5.67	7	3.60	485.9	455.23	728.18	23.63	-152.32	-154.32	-155.84
22	46	5.68	7	4.27	480.9	457.63	728.19	22.08	-152.42	-154.48	-156.05
23	46	5.74	7	3.86	483.1	458.64	728.28	22.07	-151.07	-153.14	-154.72
24	46	5.84	7	4.72	475.5	458.74	728.43	21.01	-153.65	-155.73	-157.33
25	46	5.87	7	3.80	481.0	457.97	728.48	22.31	-152.13	-154.17	-155.73
26	46	5.87	7	4.18	478.7	460.23	728.48	20.66	-151.88	-154.01	-155.64
27	46	5.89	7	7.52	1411.0	271.49	728.51	12.65	-158.84	-168.16	-175.29
28	46	5.90	7	5.03	478.1	456.31	728.52	21.27	-155.38	-157.47	-159.07
29	46	5.91	7	4.08	478.5	460.21	728.54	20.68	-151.98	-154.11	-155.73
30	46	5.97	7	4.58	473.4	461.10	728.63	19.92	-152.93	-155.07	-156.71
31	46	5.97	7	3.42	723.5	415.22	728.63	17.42	-150.40	-154.50	-157.63
32	46	5.98	7	3.91	479.6	459.04	728.64	21.47	-152.29	-154.37	-155.97
33	46	6.04	7	4.91	470.3	461.13	728.73	19.65	-153.88	-156.01	-157.64
34	46	6.06	7	4.34	474.5	461.67	728.76	19.61	-152.55	-154.72	-156.38
35	46	6.12	7	4.37	473.8	461.67	728.85	19.82	-152.59	-154.74	-156.38
36	46	6.13	7	5.31	468.3	459.79	728.87	19.46	-155.93	-158.06	-159.70
37	46	6.14	7	4.72	468.6	462.17	728.88	19.00	-153.94	-156.10	-157.76
38	46	6.14	7	5.63	466.0	458.21	728.88	20.50	-157.03	-159.08	-160.65
39	46	6.24	7	5.04	466.6	461.51	729.03	18.56	-155.57	-157.75	-159.41
40	46	6.26	7	4.78	467.0	462.54	729.06	18.53	-154.51	-156.69	-158.36
41	46	6.26	7	5.58	464.4	459.43	729.06	19.21	-157.51	-159.63	-161.25
42	46	6.27	7	5.73	466.9	458.10	729.08	19.82	-157.79	-159.89	-161.49
43	46	6.27	7	4.40	471.5	463.04	729.08	18.88	-152.79	-154.98	-156.66
44	46	6.27	7	2.91	1175.0	332.73	729.08	13.19	-145.63	-153.23	-159.04
45	46	6.29	7	3.92	652.0	428.94	729.11	17.29	-151.80	-155.39	-158.14
46	46	6.31	7	6.16	462.2	457.38	729.14	20.67	-158.71	-160.73	-162.26
47	46	6.33	7	4.27	471.7	463.18	729.17	19.33	-152.27	-154.44	-156.09
48	46	6.38	7	4.59	467.7	463.27	729.24	18.26	-154.08	-156.28	-157.97
49	46	6.40	7	6.02	460.4	458.55	729.27	19.04	-159.57	-161.68	-163.28
50	46	6.44	7	5.16	463.1	461.03	729.33	17.97	-157.62	-159.81	-161.48
51	46	6.44	7	5.49	461.0	460.30	729.33	18.11	-158.63	-160.80	-162.45
52	46	6.45	7	6.61	459.0	456.88	729.35	21.30	-159.50	-161.45	-162.94
53	46	6.45	7	4.72	465.7	463.18	729.35	17.96	-154.95	-157.16	-158.85
54	46	6.45	7	4.28	466.7	464.50	729.35	19.19	-152.30	-154.43	-156.07
55	46	6.46	7	4.56	466.3	462.11	729.36	18.22	-155.69	-157.89	-159.57
56	46	6.51	7	4.34	467.9	464.31	729.44	18.58	-152.89	-155.07	-156.74
57	46	6.53	7	6.04	458.5	459.00	729.47	18.41	-160.30	-162.43	-164.06
58	46	6.53	7	4.18	464.6	462.42	729.47	19.81	-154.32	-156.41	-158.00
59	46	6.55	7	6.52	458.6	458.24	729.50	19.64	-159.92	-161.97	-163.54
60	46	6.56	7	7.10	460.9	456.11	729.51	22.10	-159.30	-161.21	-162.67
61	46	6.57	7	5.13	461.6	461.15	729.53	17.60	-158.34	-160.55	-162.23
62	46	6.59	7	4.96	463.4	461.70	729.56	17.49	-157.57	-159.79	-161.49
63	46	6.60	7	5.49	461.2	459.80	729.57	17.55	-159.87	-162.07	-163.76
64	46	6.60	7	4.41	467.8	463.56	729.57	18.15	-154.19	-156.41	-158.10
65	46	6.65	7	9.53	1656.0	226.57	729.65	14.10	-153.72	-164.70	-173.10
66	46	6.64	7	3.85	461.4	460.27	729.63	21.51	-155.71	-157.67	-159.16
67	46	6.68	7	6.86	458.0	458.15	729.69	19.98	-160.01	-162.03	-163.58
68	46	6.70	7	6.26	458.5	458.65	729.72	18.08	-161.20	-163.35	-165.00
69	46	6.70	7	4.66	464.0	462.57	729.72	17.50	-156.73	-158.95	-160.66
70	46	6.74	7	4.07	463.1	462.84	729.78	18.80	-155.48	-157.61	-159.25
71	46	6.75	7	4.90	460.8	461.93	729.80	17.28	-158.30	-160.52	-162.21
72	46	6.76	7	5.35	459.1	460.50	729.81	17.17	-160.19	-162.40	-164.09
73	46	6.78	7	4.56	465.1	462.69	729.84	17.49	-156.50	-158.74	-160.45
74	46	6.79	7	4.23	464.3	463.09	729.86	18.22	-155.61	-157.79	-159.46
75	46	6.81	7	6.54	458.6	458.54	729.89	18.30	-161.26	-163.40	-165.03

NO	LAT.		LONG.		ALT.	GRAVITE OBS	GRAVITE THEO	EFFET RELIEF	BOUG.1	BOUG.2	BOUG.3
76	46	6.81	7	3.47	458.3	457.25	729.89	22.76	-158.45	-160.30	-161.71
77	46	6.82	7	5.81	459.9	459.12	729.91	17.11	-161.55	-163.77	-165.47
78	46	6.85	7	7.70	562.3	439.12	729.95	19.08	-158.98	-161.82	-163.98
79	46	6.84	7	3.53	457.8	458.95	729.94	21.59	-157.99	-159.91	-161.38
80	46	6.85	7	5.09	459.6	461.31	729.95	17.05	-159.52	-161.75	-163.45
81	46	6.87	7	4.05	461.6	463.02	729.98	18.53	-156.06	-158.20	-159.84
82	46	6.88	7	6.72	458.8	458.62	730.00	18.24	-161.30	-163.44	-165.08
83	46	6.90	7	3.10	538.6	442.96	730.03	22.89	-156.45	-158.87	-160.72
84	46	6.92	7	6.15	459.4	459.04	730.06	17.18	-161.81	-164.03	-165.72
85	46	6.92	7	3.65	458.5	461.17	730.06	20.14	-157.11	-159.13	-160.67
86	46	6.93	7	4.69	461.3	462.64	730.07	17.34	-157.70	-159.92	-161.61
87	46	6.95	7	5.62	458.7	459.77	730.10	16.92	-161.52	-163.75	-165.45
88	46	6.95	7	6.89	458.5	458.82	730.10	18.26	-161.27	-163.40	-165.04
89	46	6.96	7	6.61	458.5	458.77	730.12	17.85	-161.70	-163.86	-165.52
90	46	6.96	7	7.37	465.0	458.02	730.12	19.49	-159.59	-161.70	-163.31
91	46	6.96	7	4.95	458.9	462.28	730.12	17.22	-158.70	-160.91	-162.60
92	46	6.98	7	7.12	458.4	459.04	730.15	18.73	-160.67	-162.77	-164.39
93	46	6.98	7	4.54	462.0	463.04	730.15	17.48	-157.09	-159.30	-160.99
94	46	6.98	7	3.37	456.8	460.16	730.15	21.60	-157.19	-159.10	-160.56
95	46	6.99	7	4.24	464.6	463.01	730.16	18.03	-156.09	-158.29	-159.97
96	46	7.02	7	6.32	459.2	458.78	730.21	17.33	-162.12	-164.33	-166.01
97	46	7.03	7	3.78	458.3	462.65	730.22	19.23	-156.67	-158.74	-160.33
98	46	7.05	7	3.19	455.9	461.02	730.25	22.51	-155.76	-157.61	-159.02
99	46	7.06	7	4.85	459.2	462.79	730.27	17.35	-158.15	-160.35	-162.04
100	46	7.06	7	3.26	456.0	458.16	730.27	21.80	-159.28	-161.17	-162.62
101	46	7.09	7	8.10	520.3	445.32	730.31	21.23	-159.66	-162.05	-163.88
102	46	7.08	7	5.25	459.0	461.40	730.30	17.00	-159.95	-162.17	-163.87
103	46	7.08	7	3.85	457.8	463.28	730.30	18.97	-156.46	-158.55	-160.15
104	46	7.09	7	5.81	458.2	459.95	730.31	16.86	-161.70	-163.92	-165.63
105	46	7.11	7	7.10	458.3	459.38	730.34	18.21	-161.03	-163.17	-164.81
106	46	7.11	7	6.18	458.6	459.32	730.34	17.11	-162.05	-164.26	-165.95
107	46	7.12	7	3.97	459.2	463.93	730.36	18.65	-155.89	-158.01	-159.63
108	46	7.15	7	8.09	501.4	450.39	730.40	20.74	-158.96	-161.25	-163.00
109	46	7.16	7	7.34	459.3	459.64	730.42	18.56	-160.30	-162.43	-164.05
110	46	7.16	7	6.74	458.4	459.12	730.42	17.54	-161.98	-164.16	-165.83
111	46	7.15	7	3.44	456.7	462.32	730.40	20.24	-156.58	-158.58	-160.11
112	46	7.18	7	7.67	460.9	459.78	730.45	19.49	-159.01	-161.08	-162.67
113	46	7.18	7	4.10	460.2	466.56	730.45	18.48	-153.31	-155.45	-157.08
114	46	7.19	7	3.31	456.1	462.55	730.46	20.74	-156.05	-158.02	-159.52
115	46	7.21	7	6.53	458.5	458.89	730.49	17.32	-162.46	-164.66	-166.34
116	46	7.23	7	5.43	458.6	461.43	730.52	17.12	-160.11	-162.33	-164.02
117	46	7.26	7	7.61	459.7	460.01	730.57	18.97	-159.63	-161.73	-163.34
118	46	7.26	7	7.99	460.5	459.85	730.57	20.33	-158.34	-160.36	-161.90
119	46	7.25	7	5.03	459.9	463.61	730.55	17.76	-157.11	-159.29	-160.95
120	46	7.27	7	5.75	458.1	460.48	730.58	17.14	-161.20	-163.41	-165.09
121	46	7.28	7	4.51	459.2	465.62	730.60	18.53	-154.57	-156.69	-158.32
122	46	7.30	7	4.92	458.5	464.89	730.63	18.05	-155.90	-158.05	-159.70
123	46	7.30	7	3.80	456.7	465.16	730.63	19.15	-154.98	-157.05	-158.63
124	46	7.33	7	5.55	458.9	461.25	730.67	17.32	-160.18	-162.39	-164.07
125	46	7.34	7	6.76	458.3	459.23	730.69	17.48	-162.19	-164.38	-166.05
126	46	7.36	7	5.84	459.1	460.49	730.72	17.30	-160.97	-163.18	-164.86
127	46	7.35	7	3.61	456.2	464.52	730.70	19.51	-155.45	-157.50	-159.06
128	46	7.36	7	6.12	458.6	459.80	730.72	17.26	-161.80	-164.00	-165.69
129	46	7.36	7	1.33	934.0	386.54	730.72	15.99	-139.79	-145.48	-149.84
130	46	7.38	7	4.14	460.1	467.35	730.75	19.56	-151.82	-153.89	-155.47
131	46	7.38	7	3.23	455.6	464.21	730.75	20.71	-154.80	-156.77	-158.27
132	46	7.39	7	7.12	459.6	459.22	730.76	17.85	-161.68	-163.85	-165.51
133	46	7.39	7	3.73	456.6	465.17	730.76	19.28	-154.99	-157.05	-158.62
134	46	7.41	7	7.83	459.9	460.10	730.79	19.00	-159.70	-161.80	-163.41
135	46	7.42	7	4.76	459.8	465.74	730.81	19.65	-153.47	-155.53	-157.11
136	46	7.42	7	2.79	454.1	463.23	730.81	23.79	-153.28	-155.03	-156.37
137	46	7.44	7	5.33	459.2	463.34	730.84	17.97	-157.61	-159.77	-161.42
138	46	7.43	7	1.12	1071.0	360.36	730.82	15.12	-139.06	-145.80	-150.95
139	46	7.44	7	3.39	455.6	464.63	730.84	20.11	-155.03	-157.03	-158.56
140	46	7.46	7	3.86	456.4	466.22	730.87	19.67	-153.73	-155.76	-157.32
141	46	7.47	7	7.41	459.2	459.74	730.88	18.10	-161.13	-163.29	-164.93
142	46	7.48	7	6.40	458.1	459.72	730.90	17.37	-162.05	-164.25	-165.92
143	46	7.51	7	7.01	458.6	459.38	730.94	17.80	-161.94	-164.11	-165.77
144	46	7.51	7	6.00	458.9	460.78	730.94	17.65	-160.62	-162.80	-164.47
145	46	7.50	7	3.96	457.0	466.43	730.93	19.94	-153.19	-155.21	-156.76
146	46	7.52	7	5.38	461.7	462.13	730.96	18.44	-157.99	-160.14	-161.78
147	46	7.54	7	7.85	459.1	460.18	730.99	18.82	-160.15	-162.25	-163.86
148	46	7.54	7	5.66	458.8	462.24	730.99	18.10	-158.80	-160.95	-162.60
149	46	7.56	7	6.20	458.8	460.41	731.02	17.76	-160.98	-163.15	-164.81
150	46	7.55	7	3.42	454.8	464.99	731.00	20.17	-154.95	-156.94	-158.46

NO	LAT.		LONG.		ALT.	GRAVITE OBS	GRAVITE THEO	EFFET RELIEF	BOUG.1	BOUG.2	BOUG.3
151	46	7.56	7	3.77	456.0	465.51	731.02	19.92	-154.45	-156.46	-158.00
152	46	7.56	7	2.96	454.6	464.82	731.02	21.84	-153.61	-155.49	-156.93
153	46	7.59	7	5.25	459.7	464.87	731.06	19.71	-154.57	-156.62	-158.19
154	46	7.60	7	7.73	459.1	460.14	731.08	18.52	-160.55	-162.68	-164.30
155	46	7.59	7	3.53	455.5	464.59	731.06	20.10	-155.34	-157.34	-158.86
156	46	7.60	7	4.05	458.1	464.30	731.08	21.67	-153.63	-155.55	-157.02
157	46	7.63	7	2.77	453.3	466.08	731.12	23.32	-151.34	-153.11	-154.47
158	46	7.64	7	6.00	459.4	460.42	731.14	18.16	-160.61	-162.76	-164.41
159	46	7.65	7	7.12	458.4	459.80	731.15	18.01	-161.59	-163.74	-165.39
160	46	7.67	7	6.64	459.2	459.88	731.18	17.80	-161.57	-163.75	-165.41
161	46	7.67	7	7.64	460.9	459.54	731.18	18.34	-161.07	-163.22	-164.86
162	46	7.67	7	2.96	454.0	465.41	731.18	21.80	-153.35	-155.23	-156.66
163	46	7.68	7	3.67	455.6	465.51	731.20	20.47	-154.19	-156.16	-157.67
164	46	7.72	7	3.80	456.2	465.28	731.26	21.09	-153.78	-155.72	-157.20
165	46	7.73	7	5.56	459.0	464.79	731.27	19.64	-155.06	-157.11	-158.69
166	46	7.73	7	2.52	648.4	436.36	731.27	18.36	-146.27	-149.77	-152.44
167	46	7.75	7	3.39	455.0	465.26	731.30	20.73	-154.41	-156.37	-157.86
168	46	7.77	7	5.49	482.5	461.04	731.33	20.01	-153.76	-155.96	-157.64
169	46	7.81	7	6.47	459.8	461.03	731.39	18.39	-159.96	-162.10	-163.73
170	46	7.82	7	7.60	459.5	459.76	731.41	18.37	-161.32	-163.45	-165.09
171	46	7.82	7	6.90	459.5	460.24	731.41	18.13	-161.06	-163.21	-164.86
172	46	7.82	7	3.56	455.1	465.29	731.41	21.11	-154.12	-156.05	-157.53
173	46	7.83	7	2.83	454.7	466.45	731.42	22.48	-151.77	-153.61	-155.02
174	46	7.84	7	3.15	453.9	465.42	731.44	21.25	-154.14	-156.05	-157.51
175	46	7.85	7	6.13	459.8	462.61	731.45	19.01	-157.85	-159.95	-161.56
176	46	7.85	7	5.54	505.1	456.61	731.45	19.95	-153.78	-156.14	-157.95
177	46	7.87	7	2.92	454.1	466.31	731.48	22.00	-152.55	-154.42	-155.85
178	46	7.94	7	6.07	470.3	462.24	731.59	19.51	-155.76	-157.90	-159.54
179	46	7.96	7	7.15	459.5	460.47	731.62	18.53	-160.66	-162.79	-164.42
180	46	7.96	7	6.41	460.0	462.21	731.62	19.20	-158.20	-160.29	-161.89
181	46	7.97	7	3.06	453.6	465.83	731.63	21.72	-153.54	-155.42	-156.86
182	46	7.99	7	7.44	459.8	460.00	731.66	18.54	-161.11	-163.24	-164.86
183	46	7.98	7	3.17	454.2	465.20	731.65	21.68	-154.09	-155.98	-157.43
184	46	7.99	7	2.52	454.4	465.32	731.66	24.55	-151.27	-152.98	-154.28
185	46	8.01	7	6.35	466.9	462.21	731.69	19.46	-156.62	-158.74	-160.37
186	46	8.01	7	2.79	456.3	466.57	731.69	22.56	-151.51	-153.36	-154.77
187	46	8.03	7	5.81	552.6	447.63	731.72	19.42	-153.89	-156.63	-158.73
188	46	8.02	7	3.38	453.9	465.30	731.71	22.13	-153.70	-155.56	-156.98
189	46	8.04	7	7.08	459.7	460.92	731.74	18.85	-160.01	-162.11	-163.73
190	46	8.06	7	2.33	451.8	464.12	731.77	26.40	-151.35	-152.92	-154.12
191	46	8.12	7	3.13	453.9	465.16	731.86	22.34	-153.79	-155.64	-157.05
192	46	8.12	7	2.47	451.8	465.69	731.86	24.41	-151.75	-153.45	-154.75
193	46	8.14	7	6.51	469.2	461.55	731.89	19.91	-156.60	-158.71	-160.32
194	46	8.13	7	2.82	452.9	466.28	731.88	22.74	-152.51	-154.32	-155.71
195	46	8.14	7	2.21	451.8	462.96	731.89	26.60	-152.45	-154.01	-155.20
196	46	8.17	7	6.87	460.2	461.91	731.94	19.58	-158.42	-160.48	-162.06
197	46	8.19	7	2.66	451.8	465.86	731.97	23.46	-152.56	-154.32	-155.66
198	46	8.22	7	6.04	578.5	443.28	732.01	19.14	-153.53	-156.47	-158.73
199	46	8.25	7	2.16	450.4	462.56	732.06	26.62	-153.28	-154.83	-156.01
200	46	8.26	7	6.67	460.1	463.25	732.07	20.81	-156.08	-158.07	-159.59
201	46	8.26	7	3.01	452.8	464.61	732.07	22.98	-154.18	-155.98	-157.36
202	46	8.28	7	7.27	461.0	461.49	732.10	19.75	-158.68	-160.74	-162.32
203	46	8.28	7	2.78	451.8	464.97	732.10	23.30	-153.73	-155.50	-156.86
204	46	8.30	7	2.90	451.9	466.09	732.13	23.33	-152.60	-154.37	-155.72
205	46	8.36	7	2.22	451.4	462.44	732.22	25.89	-154.04	-155.64	-156.87
206	46	8.37	7	2.04	450.9	460.30	732.24	28.24	-154.10	-155.55	-156.66
207	46	8.37	7	2.10	450.4	461.61	732.24	27.22	-153.85	-155.36	-156.51
208	46	8.38	7	2.64	451.7	464.23	732.25	23.81	-154.18	-155.92	-157.25
209	46	8.39	7	3.04	453.5	463.65	732.27	23.98	-154.26	-156.00	-157.33
210	46	8.40	7	2.51	451.3	463.82	732.28	24.29	-154.24	-155.94	-157.24
211	46	8.44	7	7.08	464.1	463.76	732.34	20.95	-154.91	-156.91	-158.45
212	46	8.45	7	6.71	502.5	456.86	732.36	21.13	-153.86	-156.13	-157.86
213	46	8.45	7	2.75	451.8	464.38	732.36	23.93	-154.00	-155.73	-157.05
214	46	8.46	7	2.06	450.3	461.20	732.37	27.62	-154.05	-155.53	-156.66
215	46	8.46	7	0.78	1277.0	320.85	732.37	14.58	-138.77	-147.02	-153.32
216	46	8.48	7	3.06	455.6	461.88	732.40	25.49	-154.31	-155.97	-157.24
217	46	8.50	7	6.91	502.6	457.44	732.43	20.82	-153.61	-155.91	-157.66
218	46	8.50	7	2.83	452.3	464.27	732.43	24.29	-153.75	-155.46	-156.77
219	46	8.50	7	2.42	450.8	463.49	732.43	24.77	-154.38	-156.05	-157.32
220	46	8.52	7	2.88	454.5	463.70	732.46	24.58	-153.63	-155.34	-156.64
221	46	8.53	7	2.59	451.4	463.91	732.48	24.35	-154.27	-155.96	-157.27
222	46	8.57	7	6.28	743.1	411.35	732.54	18.61	-153.10	-157.26	-160.45
223	46	8.59	7	2.72	455.0	464.28	732.57	24.56	-153.07	-154.78	-156.09
224	46	8.60	7	1.92	451.4	457.63	732.58	29.52	-155.82	-157.19	-158.24
225	46	8.66	7	2.80	455.8	464.35	732.67	25.51	-152.05	-153.71	-154.98

NO	LAT.	LONG.	ALT.	GRAVITE OBS	GRAVITE THEO	EFFET RELIEF	BOUG.1	BOUG.2	BOUG.3
226	46 8.66	7 1.94	450.6	458.72	732.67	28.58	-155.87	-157.30	-158.39
227	46 8.70	7 2.48	451.0	464.43	732.73	25.03	-153.47	-155.12	-156.39
228	46 8.71	7 2.17	450.3	462.48	732.75	26.23	-154.45	-156.02	-157.22
229	46 8.77	7 2.30	450.8	463.48	732.84	25.56	-154.06	-155.68	-156.91
230	46 8.78	7 3.65	1089.0	355.90	732.85	15.32	-141.71	-148.56	-153.80
231	46 8.84	7 1.82	452.6	457.42	732.94	29.95	-155.75	-157.10	-158.13
232	46 8.86	7 2.58	450.0	466.15	732.97	25.65	-151.60	-153.21	-154.44
233	46 8.86	7 2.46	450.5	464.41	732.97	25.49	-153.38	-155.00	-156.25
234	46 8.90	7 2.81	457.4	462.68	733.03	27.28	-152.10	-153.66	-154.85
235	46 8.90	7 2.71	450.7	464.93	733.03	26.28	-152.14	-153.72	-154.92
236	46 8.93	7 1.83	451.0	458.69	733.08	29.37	-155.49	-156.86	-157.92
237	46 8.96	7 1.96	449.8	461.58	733.12	27.70	-154.43	-155.91	-157.04
238	46 8.97	7 2.07	450.3	462.63	733.14	26.86	-154.09	-155.62	-156.79
239	46 8.97	7 2.27	450.3	463.51	733.14	26.04	-153.98	-155.57	-156.78
240	46 9.03	7 2.48	449.8	464.81	733.23	26.01	-152.91	-154.49	-155.70
241	46 9.06	7 1.89	454.2	460.76	733.27	28.28	-153.97	-155.44	-156.57
242	46 9.09	7 2.72	449.4	464.83	733.32	27.46	-151.70	-153.19	-154.32
243	46 9.15	7 2.13	449.8	466.03	733.41	26.59	-151.32	-152.87	-154.05
244	46 9.26	7 2.45	449.6	466.01	733.57	26.64	-151.49	-153.03	-154.21
245	46 9.27	7 2.69	449.0	463.50	733.59	28.32	-152.57	-154.00	-155.09
246	46 9.29	7 2.33	449.5	464.86	733.62	26.50	-152.84	-154.38	-155.57
247	46 9.39	7 2.15	449.8	466.36	733.77	26.63	-151.30	-152.84	-154.02
248	46 9.47	7 2.66	449.6	463.35	733.89	28.89	-152.37	-153.77	-154.84
249	46 9.51	7 1.97	450.4	468.21	733.95	27.11	-149.07	-150.59	-151.75
250	46 9.54	7 1.80	449.3	467.82	734.00	28.42	-148.51	-149.94	-151.03
251	46 9.60	7 2.70	451.1	460.77	734.08	30.30	-153.51	-154.82	-155.83
252	46 9.61	7 2.12	449.2	466.85	734.10	26.90	-151.02	-152.54	-153.70
253	46 9.64	7 2.26	448.5	465.83	734.14	26.98	-152.16	-153.67	-154.83
254	46 9.66	7 1.95	449.1	467.74	734.17	27.03	-150.11	-151.62	-152.78
255	46 9.67	7 1.77	449.1	468.15	734.19	28.14	-148.67	-150.11	-151.22
256	46 9.68	7 2.43	447.9	465.37	734.20	27.70	-152.11	-153.57	-154.69
257	46 9.83	7 2.47	448.3	464.94	734.43	28.35	-152.09	-153.52	-154.60
258	46 9.86	7 1.92	449.0	467.37	734.48	26.75	-151.06	-152.59	-153.76
259	46 9.86	7 1.71	448.6	467.67	734.48	27.58	-150.05	-151.53	-152.66
260	46 9.87	7 2.06	449.1	466.70	734.49	26.62	-151.84	-153.38	-154.56
261	46 9.88	7 1.60	448.3	467.14	734.51	28.78	-149.57	-150.96	-152.03
262	46 9.89	7 2.13	449.0	466.98	734.52	26.72	-151.53	-153.06	-154.23
263	46 9.94	7 2.31	449.1	465.92	734.60	27.50	-151.91	-153.39	-154.52
264	46 9.97	7 2.47	453.2	464.42	734.64	28.85	-151.36	-152.78	-153.87
265	46 10.00	7 1.49	448.1	466.80	734.69	29.17	-149.76	-151.13	-152.18
266	46 10.01	7 1.87	448.6	467.61	734.70	26.68	-151.18	-152.72	-153.89
267	46 10.02	7 1.59	448.6	468.16	734.72	27.81	-149.59	-151.05	-152.17
268	46 10.02	7 1.73	448.5	467.87	734.72	27.06	-150.62	-152.13	-153.28
269	46 10.07	7 2.05	448.0	467.50	734.79	26.74	-151.46	-152.98	-154.15
270	46 10.09	7 2.24	448.8	466.27	734.82	27.74	-151.62	-153.08	-154.20
271	46 10.15	7 1.35	465.8	466.19	734.91	28.56	-147.57	-149.10	-150.27
272	46 10.17	7 1.43	448.5	469.03	734.94	28.22	-148.58	-150.01	-151.11
273	46 10.23	7 1.89	449.6	468.05	735.03	26.52	-151.02	-152.57	-153.75
274	46 10.26	7 2.05	448.9	467.74	735.08	26.92	-151.15	-152.67	-153.83
275	46 10.26	7 2.26	448.8	466.48	735.08	28.13	-151.30	-152.74	-153.84
276	46 10.26	7 1.55	449.1	469.81	735.08	27.00	-148.97	-150.48	-151.64
277	46 10.27	7 2.36	448.4	464.94	735.09	29.57	-151.58	-152.92	-153.95
278	46 10.27	7 1.33	454.1	469.13	735.09	28.60	-147.15	-148.60	-149.71
279	46 10.36	7 2.05	454.7	466.40	735.23	26.83	-151.55	-153.12	-154.32
280	46 10.43	7 2.28	477.2	463.51	735.33	27.65	-149.21	-150.88	-152.16
281	46 10.47	7 1.57	448.1	471.78	735.39	26.49	-147.99	-149.53	-150.71
282	46 10.51	7 1.37	449.3	472.58	735.45	27.86	-145.73	-147.19	-148.30
283	46 10.51	7 1.77	448.4	470.64	735.45	26.43	-149.18	-150.73	-151.91
284	46 10.57	7 1.98	473.5	466.38	735.54	25.83	-149.01	-150.77	-152.12
285	46 10.62	7 2.26	530.8	457.29	735.62	25.48	-146.88	-149.08	-150.76
286	46 10.65	7 1.35	470.6	471.62	735.66	26.19	-144.15	-145.87	-147.19
287	46 10.71	7 2.47	593.8	443.93	735.75	25.82	-147.28	-149.91	-151.92
288	46 10.74	7 1.78	447.4	472.39	735.80	26.32	-148.09	-149.63	-150.82
289	46 10.76	7 1.40	475.7	471.58	735.83	25.00	-144.42	-146.25	-147.65
290	46 10.78	7 1.52	468.1	471.77	735.86	25.08	-145.73	-147.50	-148.86
291	46 10.78	7 1.93	460.9	469.87	735.86	26.27	-147.98	-149.63	-150.89
292	46 10.82	7 2.44	622.5	438.96	735.92	25.28	-147.10	-149.97	-152.16
293	46 10.82	7 1.19	496.4	469.39	735.92	24.98	-142.52	-144.50	-146.02
294	46 10.83	7 2.02	467.5	468.52	735.94	26.44	-147.91	-149.60	-150.88
295	46 10.85	6 59.74	1028.0	374.74	735.97	17.50	-136.34	-142.61	-147.41
296	46 10.91	7 1.62	469.9	471.27	736.06	24.86	-146.28	-148.08	-149.46
297	46 10.92	7 0.88	668.5	442.27	736.07	20.09	-139.47	-143.00	-145.70
298	46 10.92	7 1.27	506.6	469.31	736.07	23.58	-142.00	-144.15	-145.79
299	46 10.93	7 1.82	453.9	471.91	736.08	26.08	-147.75	-149.36	-150.59
300	46 10.97	7 1.49	488.1	470.41	736.14	23.85	-144.47	-146.47	-148.00

NO	LAT.	LONG.	ALT.	GRAVITE OBS	GRAVITE THEO	EFFET RELIEF	BOUG.1	BOUG.2	BOUG.3
301	46 11.00	7 2.23	466.3	463.78	736.19	30.08	-149.74	-151.18	-152.29
302	46 11.02	7 1.37	503.8	469.87	736.22	23.18	-142.54	-144.68	-146.33
303	46 11.05	7 0.96	556.8	463.20	736.27	22.01	-139.59	-142.20	-144.19
304	46 11.10	7 1.95	452.4	470.72	736.34	27.24	-148.41	-149.93	-151.10
305	46 11.10	7 1.02	553.2	464.40	736.34	21.60	-139.57	-142.18	-144.17
306	46 11.11	7 1.77	467.3	471.12	736.36	25.48	-146.68	-148.42	-149.75
307	46 11.14	7 1.55	487.1	471.07	736.40	23.87	-144.25	-146.23	-147.75
308	46 11.15	7 1.31	511.4	469.11	736.42	22.75	-142.35	-144.58	-146.29
309	46 11.15	7 0.70	594.8	455.98	736.42	21.83	-139.41	-142.30	-144.51
310	46 11.20	7 0.55	726.2	433.80	736.49	18.73	-137.92	-141.95	-145.04
311	46 11.22	7 0.80	571.9	461.96	736.52	21.29	-138.70	-141.45	-143.57
312	46 11.22	7 2.69	973.0	378.68	736.52	19.53	-142.21	-147.96	-152.36
313	46 11.26	7 1.74	466.3	471.88	736.58	25.57	-146.24	-147.97	-149.30
314	46 11.27	7 1.61	479.4	471.74	736.60	24.36	-144.88	-146.78	-148.24
315	46 11.36	7 0.74	537.9	467.16	736.73	22.52	-139.45	-141.89	-143.75
316	46 11.38	7 1.91	446.5	471.23	736.76	28.50	-148.36	-149.76	-150.83
317	46 11.47	7 1.27	501.5	472.45	736.90	22.41	-141.82	-144.00	-145.67
318	46 11.51	7 1.80	446.1	473.72	736.96	27.75	-146.84	-148.29	-149.39
319	46 11.52	7 1.56	466.1	475.62	736.97	24.77	-143.69	-145.47	-146.83
320	46 11.58	7 0.68	502.0	474.44	737.06	22.83	-139.50	-141.66	-143.31
321	46 11.61	7 0.60	481.6	477.23	737.11	23.68	-140.09	-142.05	-143.55
322	46 11.61	7 0.80	493.4	476.30	737.11	22.23	-139.99	-142.13	-143.76
323	46 11.64	7 1.99	622.3	440.41	737.15	25.29	-146.90	-149.77	-151.96
324	46 11.65	7 1.14	485.2	475.31	737.17	22.33	-142.60	-144.67	-146.26
325	46 11.71	7 0.48	464.6	479.08	737.26	24.47	-141.11	-142.89	-144.26
326	46 11.75	7 1.07	469.8	478.26	737.32	22.57	-142.70	-144.65	-146.13
327	46 11.76	6 59.81	1068.0	367.26	737.33	16.63	-137.87	-144.49	-149.55
328	46 11.77	7 1.77	511.5	463.02	737.35	26.55	-145.79	-147.78	-149.30
329	46 11.80	7 0.70	462.7	481.19	737.39	22.78	-141.08	-142.96	-144.40
330	46 11.81	7 1.35	458.3	479.87	737.41	23.79	-142.37	-144.16	-145.52
331	46 11.82	7 0.41	448.1	481.02	737.42	24.56	-142.59	-144.25	-145.52
332	46 11.89	7 0.99	452.9	482.28	737.53	22.68	-142.22	-144.04	-145.43
333	46 11.93	7 1.27	445.8	482.82	737.59	23.85	-142.08	-143.77	-145.07
334	46 11.95	7 2.16	964.0	380.71	737.62	19.25	-143.37	-149.08	-153.44
335	46 11.95	7 1.65	437.1	474.05	737.62	29.27	-147.59	-148.87	-149.85
336	46 11.96	7 0.45	435.1	483.98	737.63	23.64	-143.34	-144.96	-146.21
337	46 12.05	7 1.16	431.5	486.06	737.77	23.89	-141.89	-143.47	-144.68
338	46 12.07	7 0.16	426.7	482.60	737.80	25.48	-144.86	-146.31	-147.42
339	46 12.07	7 0.59	425.7	487.43	737.80	22.96	-142.59	-144.19	-145.42
340	46 12.09	7 0.34	424.6	485.88	737.83	23.68	-143.73	-145.27	-146.46
341	46 12.11	7 0.19	426.2	484.41	737.86	24.62	-144.01	-145.51	-146.66
342	46 12.13	7 0.81	426.6	487.08	737.89	22.76	-143.04	-144.66	-145.90
343	46 12.13	7 1.09	426.4	487.29	737.89	23.81	-141.89	-143.44	-144.63
344	46 12.17	7 0.49	418.1	488.37	737.95	22.93	-143.36	-144.92	-146.10
345	46 12.19	7 1.31	422.1	484.62	737.98	26.19	-143.30	-144.67	-145.72
346	46 12.21	7 0.06	436.9	482.87	738.01	24.33	-143.80	-145.40	-146.62
347	46 12.25	7 0.94	417.5	488.87	738.07	23.30	-142.77	-144.29	-145.46
348	46 12.33	7 0.50	414.4	490.36	738.19	22.26	-143.01	-144.57	-145.77
349	46 12.37	7 0.63	413.6	490.69	738.25	22.22	-142.93	-144.49	-145.69
350	46 12.37	7 0.19	439.6	486.85	738.25	21.83	-141.88	-143.65	-145.01
351	46 12.37	7 0.06	448.8	485.33	738.25	22.08	-141.29	-143.11	-144.51
352	46 12.39	7 0.84	415.0	489.98	738.28	22.80	-142.84	-144.38	-145.56
353	46 12.41	7 1.04	415.2	487.79	738.31	24.43	-143.51	-144.94	-146.04
354	46 12.46	7 0.63	410.5	491.76	738.39	21.92	-142.90	-144.46	-145.66
355	46 12.47	6 59.20	915.6	412.81	738.40	12.63	-128.08	-133.86	-138.28
356	46 12.51	6 59.82	497.7	480.67	738.46	20.93	-137.31	-139.56	-141.28
357	46 12.53	7 0.07	457.0	486.73	738.49	20.55	-139.88	-141.86	-143.38
358	46 12.57	6 59.49	766.4	440.46	738.55	14.25	-129.36	-133.97	-137.49
359	46 12.58	7 0.46	419.9	491.71	738.57	21.00	-142.10	-143.79	-145.08
360	46 12.61	7 2.25	1160.0	352.86	738.61	14.84	-136.53	-143.92	-149.57
361	46 12.60	7 0.25	436.4	489.89	738.60	20.52	-141.05	-142.88	-144.29
362	46 12.63	7 0.86	410.5	491.66	738.64	22.74	-142.49	-144.00	-145.15
363	46 12.68	7 0.66	410.4	492.87	738.72	21.29	-142.73	-144.34	-145.56
364	46 12.72	7 0.58	412.2	493.55	738.78	20.84	-142.17	-143.81	-145.07
365	46 12.72	6 59.35	808.3	435.56	738.78	12.39	-127.71	-132.73	-136.57
366	46 12.74	7 0.41	415.4	494.03	738.81	20.45	-141.43	-143.12	-144.41
367	46 12.77	6 59.88	445.6	489.07	738.85	21.43	-139.41	-141.25	-142.66
368	46 12.82	7 0.12	429.7	493.28	738.93	19.79	-140.04	-141.87	-143.27
369	46 12.84	7 1.19	544.6	471.65	738.96	19.89	-138.30	-140.95	-142.98
370	46 12.86	6 59.92	434.7	491.62	739.02	20.99	-139.63	-141.42	-142.80
371	46 12.89	6 59.15	836.9	433.92	739.03	11.25	-124.88	-130.18	-134.24
372	46 12.89	6 58.94	864.4	428.63	739.03	11.31	-124.52	-130.02	-134.22
373	46 12.90	7 1.19	542.6	474.09	739.05	19.35	-136.85	-139.52	-141.57
374	46 12.92	7 0.53	407.4	497.35	739.08	20.00	-140.45	-142.11	-143.38
375	46 12.92	7 0.73	409.2	497.13	739.08	20.60	-139.73	-141.37	-142.62

NO	LAT.	LONG.	ALT.	GRAVITE OBS	GRAVITE THEO	EFFET RELIEF	BOUG.1	BOUG.2	BOUG.3
376	46 12.95	7 0.70	408.8	497.57	739.12	20.35	-139.64	-141.29	-142.55
377	46 12.96	7 0.98	499.4	484.62	739.14	18.86	-135.64	-138.03	-139.86
378	46 13.04	7 2.46	1395.0	308.13	739.26	15.28	-133.74	-142.78	-149.69
379	46 13.04	7 1.24	540.4	475.68	739.26	18.93	-136.30	-138.99	-141.04
380	46 13.05	7 0.51	406.1	500.37	739.27	19.48	-138.36	-140.04	-141.33
381	46 13.08	7 0.22	418.3	499.10	739.32	20.14	-136.59	-138.32	-139.64
382	46 13.08	6 58.89	837.2	435.42	739.32	11.27	-123.59	-128.89	-132.94
383	46 13.10	6 59.40	760.2	449.28	739.35	11.40	-125.25	-130.00	-133.62
384	46 13.15	7 0.62	408.6	501.88	739.42	19.20	-136.75	-138.47	-139.79
385	46 13.27	7 0.33	413.7	503.74	739.60	18.73	-134.46	-136.27	-137.63
386	46 13.27	7 1.24	453.9	492.05	739.60	20.30	-136.54	-138.52	-140.03
387	46 13.31	6 59.94	672.0	463.85	739.66	12.59	-127.80	-131.83	-134.91
388	46 13.32	7 0.92	429.9	499.71	739.68	18.88	-135.17	-137.06	-138.51
389	46 13.37	6 58.94	785.5	447.18	739.75	11.03	-122.98	-127.93	-131.71
390	46 13.40	7 1.15	459.1	493.73	739.80	18.74	-135.47	-137.59	-139.20
391	46 13.41	7 0.62	413.7	507.24	739.81	18.19	-131.69	-133.51	-134.90
392	46 13.41	7 1.51	502.2	480.81	739.81	20.42	-138.09	-140.40	-142.17
393	46 13.43	7 0.82	430.4	503.56	739.84	18.01	-132.19	-134.14	-135.64
394	46 13.46	6 58.96	761.8	451.94	739.89	11.13	-123.07	-127.64	-131.49
395	46 13.48	7 0.23	418.3	506.49	739.92	18.53	-131.30	-133.13	-134.54
396	46 13.51	6 59.49	686.3	465.95	739.96	11.21	-124.38	-128.60	-131.83
397	46 13.52	6 59.24	683.6	466.62	739.98	11.63	-123.87	-128.05	-131.25
398	46 13.55	7 1.74	550.1	471.59	740.02	20.12	-138.09	-140.77	-142.82
399	46 13.55	7 1.09	467.4	496.19	740.02	17.58	-132.63	-134.87	-136.59
400	46 13.58	7 1.06	465.6	497.22	740.07	17.32	-132.27	-134.52	-136.24
401	46 13.58	7 1.30	499.1	488.47	740.07	17.65	-133.92	-136.39	-138.28
402	46 13.59	6 58.88	720.7	459.13	740.08	11.80	-123.78	-128.21	-131.60
403	46 13.65	7 1.86	587.4	465.03	740.17	19.41	-137.90	-140.59	-143.18
404	46 13.64	7 0.41	492.2	498.24	740.16	14.74	-128.36	-130.97	-132.96
405	46 13.66	7 1.29	499.5	490.11	740.19	17.21	-132.72	-135.22	-137.13
406	46 13.67	7 0.84	497.4	495.54	740.20	15.29	-129.53	-132.14	-134.13
407	46 13.69	7 1.76	578.2	469.56	740.23	18.11	-136.51	-139.52	-141.82
408	46 13.70	6 59.36	600.0	482.70	740.25	12.36	-124.35	-127.88	-130.58
409	46 13.74	7 2.02	633.4	454.87	740.31	19.29	-138.98	-142.30	-144.85
410	46 13.75	7 1.49	534.7	482.92	740.33	16.97	-133.14	-135.91	-138.02
411	46 13.78	7 0.40	412.5	512.18	740.37	16.54	-129.10	-131.02	-132.49
412	46 13.86	7 1.64	556.0	478.54	740.49	16.84	-133.48	-136.41	-138.64
413	46 13.86	7 1.14	590.1	477.89	740.49	13.83	-130.02	-133.39	-135.96
414	46 13.86	7 0.70	525.0	493.40	740.49	13.64	-127.90	-130.81	-133.04
415	46 13.86	7 1.47	566.1	479.63	740.49	15.50	-131.58	-134.67	-137.03
416	46 13.88	7 2.05	616.0	459.12	740.52	19.42	-138.34	-141.53	-143.98
417	46 13.88	7 0.07	407.4	515.38	740.52	15.69	-127.89	-129.83	-131.31
418	46 13.92	7 1.25	602.5	475.26	740.58	13.87	-130.20	-133.65	-136.29
419	46 13.92	7 1.81	570.8	473.72	740.58	17.38	-134.88	-137.89	-140.18
420	46 13.92	7 0.99	548.8	488.12	740.58	13.66	-128.44	-131.52	-133.88
421	46 13.92	7 1.87	579.0	470.24	740.58	17.75	-136.36	-139.39	-141.72
422	46 13.92	7 0.18	402.2	515.88	740.58	15.66	-128.53	-130.43	-131.88
423	46 13.92	7 0.33	410.7	513.79	740.58	15.66	-128.89	-130.85	-132.35
424	46 13.94	7 1.57	575.4	477.12	740.61	15.50	-132.34	-135.50	-137.91
425	46 13.93	6 59.22	504.3	499.80	740.59	14.03	-125.44	-128.18	-130.27
426	46 13.95	7 0.86	559.4	486.92	740.63	13.21	-127.94	-131.12	-133.56
427	46 14.00	7 0.56	525.8	495.07	740.70	13.08	-126.81	-129.76	-132.02
428	46 14.01	6 59.70	413.0	516.98	740.72	15.02	-125.96	-127.98	-129.52
429	46 14.01	7 1.74	547.2	480.04	740.72	16.99	-133.85	-136.71	-138.89
430	46 14.02	7 1.14	538.3	490.03	740.73	14.09	-128.40	-131.37	-133.65
431	46 14.02	6 59.90	406.6	517.13	740.73	14.87	-127.27	-129.25	-130.77
432	46 14.03	7 1.92	551.2	474.86	740.75	18.84	-136.51	-139.28	-141.39
433	46 14.03	7 1.46	606.9	473.56	740.75	14.16	-130.90	-134.37	-137.02
434	46 14.08	6 59.45	440.0	514.01	740.82	14.14	-124.40	-126.66	-128.40
435	46 14.10	7 0.88	533.9	493.52	740.85	13.05	-126.90	-129.91	-132.21
436	46 14.10	7 1.04	562.0	486.61	740.85	13.22	-127.95	-131.15	-133.60
437	46 14.11	7 1.93	548.3	476.41	740.87	18.81	-135.70	-138.45	-140.55
438	46 14.13	7 0.45	504.3	500.67	740.90	12.86	-125.96	-128.78	-130.93
439	46 14.14	7 1.71	525.1	485.77	740.91	16.99	-132.79	-135.49	-137.55
440	46 14.14	7 1.34	542.2	488.19	740.91	14.51	-129.23	-132.21	-134.49
441	46 14.14	7 1.81	527.6	483.24	740.91	17.71	-134.13	-136.80	-138.85
442	46 14.14	6 59.77	404.5	518.59	740.91	14.38	-126.88	-128.88	-130.40
443	46 14.16	7 0.74	517.2	498.01	740.94	12.86	-126.06	-128.96	-131.18
444	46 14.18	6 59.17	451.3	510.40	740.97	14.68	-125.36	-127.67	-129.44
445	46 14.20	7 2.34	919.0	404.72	741.00	15.97	-134.95	-140.54	-144.82
446	46 14.20	7 0.33	514.3	498.40	741.00	12.90	-126.28	-129.16	-131.36
447	46 14.21	6 59.83	401.0	519.63	741.02	14.19	-126.83	-128.82	-130.34
448	46 14.22	7 1.59	514.5	490.46	741.03	16.06	-131.24	-133.92	-135.97
449	46 14.26	7 1.06	529.8	493.95	741.09	13.21	-127.39	-130.36	-132.64
450	46 14.27	7 1.80	521.3	486.38	741.11	17.16	-133.00	-135.66	-137.70

NO	LAT.	LONG.	ALT.	GRAVITE OBS	GRAVITE THEO	EFFET RELIEF	BOUG.1	BOUG.2	BOUG.3
451	46 14.28	7 0.63	491.2	503.96	741.12	12.88	-125.55	-128.26	-130.34
452	46 14.32	7 0.97	504.0	500.23	741.18	13.38	-126.27	-129.05	-131.17
453	46 14.35	7 2.00	559.0	476.35	741.23	17.56	-135.11	-138.02	-140.24
454	46 14.35	7 0.47	469.3	509.09	741.23	12.91	-124.94	-127.49	-129.45
455	46 14.35	7 0.04	407.2	519.71	741.23	13.69	-126.17	-128.23	-129.81
456	46 14.36	7 1.13	504.5	499.38	741.24	13.73	-126.76	-129.52	-131.63
457	46 14.39	7 1.34	519.6	495.08	741.29	14.04	-127.74	-130.58	-132.76
458	46 14.40	6 59.43	399.0	523.07	741.30	13.65	-124.58	-126.58	-128.11
459	46 14.43	6 59.57	398.8	523.17	741.35	13.39	-124.81	-126.83	-128.37
460	46 14.45	7 0.70	442.1	513.39	741.38	13.74	-125.53	-127.84	-129.60
461	46 14.45	7 1.52	491.1	497.99	741.38	15.48	-129.35	-131.90	-133.85
462	46 14.47	7 1.04	445.9	509.93	741.41	14.78	-127.26	-129.53	-131.27
463	46 14.47	6 59.86	400.1	522.57	741.41	13.23	-125.36	-127.40	-128.96
464	46 14.47	6 59.14	398.6	522.81	741.41	13.98	-124.73	-126.71	-128.23
465	46 14.52	7 0.38	424.9	518.47	741.48	13.10	-124.64	-126.87	-128.57
466	46 14.53	7 1.32	557.9	488.20	741.50	13.43	-127.63	-130.79	-133.21
467	46 14.57	7 0.79	426.3	515.61	741.56	13.87	-126.55	-128.74	-130.41
468	46 14.61	7 2.45	829.0	425.89	741.62	14.72	-133.84	-138.87	-142.71
469	46 14.61	6 59.42	399.6	524.57	741.62	12.71	-124.17	-126.24	-127.82
470	46 14.63	7 1.73	485.7	496.91	741.65	16.29	-131.05	-133.50	-135.39
471	46 14.64	7 1.48	468.3	504.01	741.66	15.34	-128.36	-130.76	-132.59
472	46 14.64	7 0.23	417.9	520.07	741.66	12.61	-125.09	-127.30	-128.98
473	46 14.65	6 59.97	407.3	522.50	741.68	12.49	-124.93	-127.07	-128.71
474	46 14.67	7 0.55	427.1	517.63	741.71	12.90	-125.43	-127.68	-129.40
475	46 14.70	6 59.57	399.0	525.36	741.75	12.37	-123.95	-126.03	-127.63
476	46 14.73	7 1.95	480.7	494.64	741.80	18.28	-132.60	-134.90	-136.66
477	46 14.75	7 0.73	433.5	515.71	741.83	12.97	-126.12	-128.41	-130.17
478	46 14.78	7 1.03	437.1	513.64	741.87	13.71	-126.81	-129.09	-130.82
479	46 14.79	7 0.59	424.3	518.65	741.89	12.73	-125.32	-127.57	-129.28
480	46 14.80	7 1.65	455.8	504.17	741.90	16.07	-130.30	-132.56	-134.29
481	46 14.82	7 1.43	456.2	506.68	741.93	14.76	-128.98	-131.33	-133.12
482	46 14.83	7 0.11	407.6	523.73	741.95	12.18	-124.21	-126.37	-128.02
483	46 14.86	7 0.77	426.0	518.00	741.99	12.97	-125.50	-127.75	-129.46
484	46 14.87	7 1.93	456.4	499.28	742.01	18.70	-132.72	-134.81	-136.41
485	46 14.93	7 0.42	413.4	522.23	742.10	12.34	-124.53	-126.72	-128.40
486	46 14.95	7 1.22	434.1	514.90	742.13	14.04	-126.11	-128.34	-130.04
487	46 14.99	7 1.50	447.1	510.31	742.19	14.80	-127.40	-129.68	-131.42
488	46 14.99	7 1.88	447.0	503.98	742.19	17.89	-130.86	-132.94	-134.53
489	46 15.00	7 1.62	447.1	508.58	742.20	15.50	-128.51	-130.74	-132.45
490	46 15.19	7 2.36	785.0	441.47	742.49	13.04	-129.64	-134.46	-138.14

10.1. INTRODUCTION

Les résultats présentés dans le tableau "des mesures et calculs" nous conduisent au tracé des anomalies de la pesanteur (planche I). Cette carte représente l'anomalie de Bouguer pour une des différentes densités précédemment discutées (2,67). Nous essayerons de décomposer cette anomalie globale en plusieurs anomalies relatives à des surfaces de discontinuités de profondeurs différentes. Avant d'exposer le détail de cette étude, il nous paraît utile de placer nos cartes gravimétriques dans leur contexte régional.

10.2. EXAMEN DE L'ANOMALIE DE BOUGUER EN SUISSE ROMANDE ET REGION AVOISINANTE

La carte des anomalies de la pesanteur la plus récente, recouvrant la Suisse Romande et la région avoisinante, est celle publiée par le Bureau Gravimétrique International (1959), feuille de Paris, dont nous présentons un extrait (fig. 21).

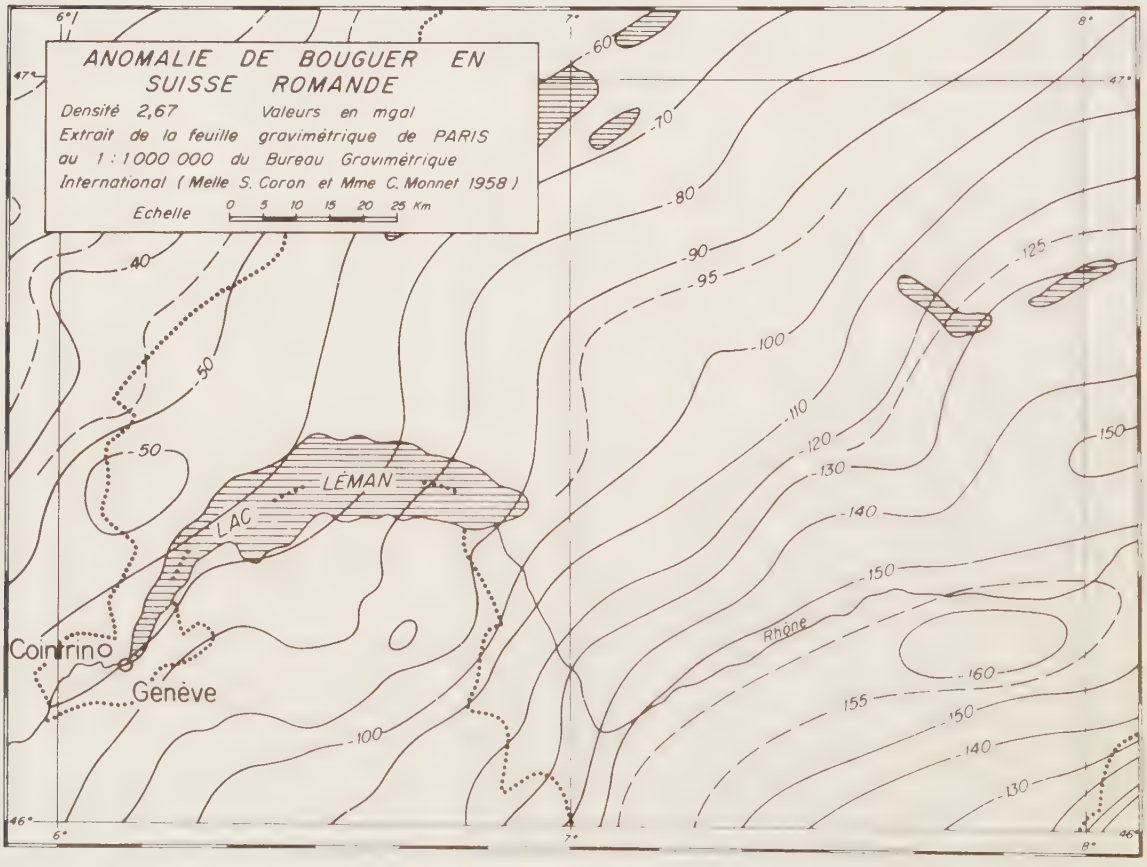


Fig. 21 Carte de l'anomalie de Bouguer en Suisse Romande et région avoisinante.

On constate que l'allure générale des courbes isanomales met en évidence l'existence d'une vaste anomalie négative. Décrivons-la: elle commence à se marquer dès la Chaîne du Jura en direction des Alpes, pour présenter son minimum selon une ligne passant par la zone pennique au Sud de la vallée du Rhône (prise au sens géologique du mot) et le massif du Gothard. Au-delà de cette limite sur le flanc Sud des Alpes, ce déficit de pesanteur s'atténue très rapidement. Cette anomalie négative est dissymétrique; ses gradients faibles au Nord deviennent très fort au Sud. Là une énorme anomalie positive relaie la négative. C'est l'anomalie positive de la zone d'Ivrée provoquée par une augmentation de la densité des roches proches de la surface (S. Coron, 1963).

Quant à l'anomalie négative, on admet qu'elle représente un "défaut de masse apparent" et ceci sans présumer du mode de formation des montagnes qu'elle recouvre. Ce défaut est mis en évidence par l'utilisation du modèle de Bouguer. Si on compare qualitativement la forme d'un profil gravimétrique de Bouguer avec celui du relief topographique, orienté NW-SE, on reconnaît que ce relief dans ses traits généraux représente l'image inverse du profil de Bouguer. Cette relation s'explique à l'aide de l'hypothèse de l'isostasie. On admet dans cette hypothèse que les matériaux moins denses de la croûte terrestre "flottent" sur des matériaux plus denses de la couche sous-jacente et, que tout le système est en équilibre. On adopte en général pour cet état isostatique la représentation de Airy (ou celles qui en dérivent). Dans ce modèle, la croûte a une densité uniforme, par conséquent, pour qu'il y ait équilibre son épaisseur doit être variable. Ceci implique que sous les masses montagneuses, la croûte est plus épaisse; elle s'enfonce plus profondément dans le manteau supérieur sur lequel elle "flotte". Les parties en relief sont alors maintenues en équilibre par la poussée hydrostatique qui en résulte. L'excroissance des Alpes au-dessus du niveau de la mer est donc compensée par un "défaut de masse" adéquat en-dessous.

De notre point de vue, nous dirons que ce modèle explique l'anomalie régionale et que cette dernière est provoquée par une surface de discontinuité (Croûte/Manteau Supérieur) très profonde.

Dans la zone qui nous intéresse, cette anomalie se manifeste donc par la décroissance progressive de la pesanteur du NW au SE.

Le profil gravimétrique régional Aigle/Bourg St-Pierre (fig. 22) que nous avons calculé montre que de -114 mgals dans la région d'Aigle, l'anomalie passe à -154 mgals dans le voisinage de Martigny. Ainsi, c'est sur ce fond décroissant et monotone que vont se dessiner les effets des masses moins profondes qui nous intéressent.

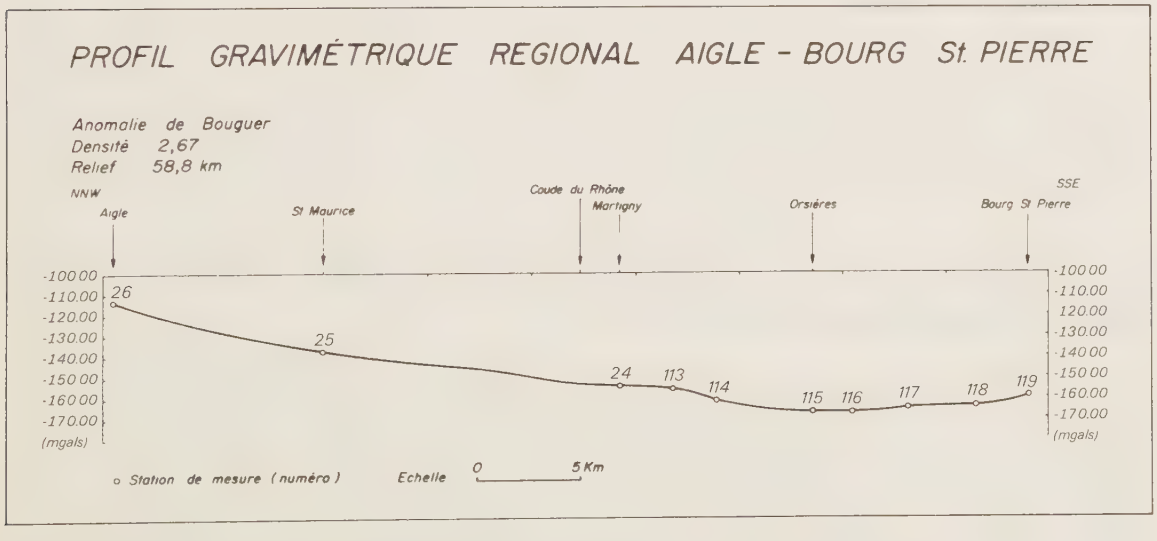


Fig. 22 Profil gravimétrique régionel Aigle/Bourg St-Pierre.

10.3. ESQUISSE GEOLOGIQUE DE LA VALLEE DU RHONE REGION ST.MAURICE/ SAXON

La vallée du Rhône entre Saxon et St-Maurice, région qui nous intéresse, présente deux orientations distinctes. Dans une première section Saxon-Martigny, où elle est parallèle aux grandes structures géologiques, elle se présente comme vallée longitudinale et, dans la deuxième section Martigny-St-Maurice, normale à la première, elle devient transversale. Dans chacune de ces sections nous trouvons une morphologie particulière liée soit à des prédispositions tectoniques, soit à la nature des roches.

Laissons à M. Lugeon (1901) le soin de nous guider le long de cette vallée.

". . . de large qu'elle est en amont de Martigny, elle se resserre considérablement et devient sauvage en aval, dans la traversée du massif cristallin. Brusquement les flancs de la vallée s'élèvent en de hautes murailles de gneiss et de schistes carbonifères, couronnées par les sommets calcaires qui dominent le Rhône d'environ 2500 mètres. La couverture secondaire et tertiaire du noyau cristallin atteint le fleuve à St-Maurice. L'aspect change immédiatement: les murailles de la vallée sont moins hautes, mais elles sont verticales. A St-Maurice même le lit du fleuve est rocheux, extrêmement resserré. En voyant l'eau tourbillonner contre les parois du néocomien, on sent que le cours d'eau en ce point, a dû subir une action quelconque qui l'a ainsi rajeuni. C'est le résultat d'une épigénie glaciaire, cas si fréquent dans les Alpes. Sitôt cet étroit passage franchi, la vallée s'élargit presque subitement: le Rhône entre dans les Préalpes, qu'il traverse de part en part jusqu'au lac Léman.".

Revenons maintenant sur nos pas et voyons les différentes unités tectoniques que nous avons traversées. Pour cela nous nous référons à la planche II "Esquisse géologique" qui représente sous une forme synthétique les différents ensembles de roches en présence.

La subdivision adoptée est volontairement simplifiée afin de faciliter l'interprétation géophysique. Elle se présente comme suit:

1. ROCHES SEDIMENTAIRES, avec prédominance de calcaires.

En allant du Nord au Sud, elles forment les unités structurales que voici:

L'Helvétique (Badoux, 1967) :

a) La série "autochtone" discordante sur le socle paléozoïque. On la trouve aux environs de St-Maurice formant, d'une part sur le versant gauche de la vallée le plateau de Vérossaz (Crétacé) surmonté de flysch (Dent de Valerette) et d'autre part sur le versant droit, les collines de Chiètres (Crétacé) avec une faible couverture de flysch. Puis, toujours sur la rive droite, en remontant la vallée, les replis sous Savatan sont encore attribués à l'autochtone. Sur l'autre rive, celui-ci forme le plateau de Mex.

b) La série de la nappe de Morcles, la plus importante des nappes helvétiques placée sur l'autochtone, forme les hauts sommets sédimentaires (tels que Dent de Morcles, Dents du Midi, . . .) bordant la vallée transversale.

Ces deux séries se retrouvent entre les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc, constituant la zone dite du synclinal complexe de Chamonix-Martigny. Un affleurement de cette zone peut s'observer à la Batiaz, près de Martigny, avant qu'elle ne disparaisse sous les alluvions de la plaine du Rhône.

Les dernières traces de l'helvétique se trouvent au sud de l'extrémité valaisanne du Massif du Mont-Blanc. On trouve là, la zone "radicale" des nappes helvétiques.

Par dessus ces unités vient charrié l'Ultrahelvétique, qui se présente en lambeau dans l'angle NE de la carte, et sous forme de "racine" au sud de la zone "radicale helvétique".

Enfin, derrière ces "racines ultrahelvétiques" se trouvent des schistes "lustrés" dont l'attribution est discutée (R. Trümpy, 1951).

2. SCHISTES CRISTALLINS s.l.
3. GRANITES

Ces deux groupes de roches composent les massifs hercyniens des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc. Le massif des Aiguilles Rouges a été subdivisé dans son extrémité suisse en deux séries (D. Krummenacher, 1959).

a) "La série des Aiguilles Rouges", s.str. que l'on rencontre après avoir quitté l'autochtone en venant de St-Maurice. Elle montre un métamorphisme mésozonal profond à catazonal supérieur. On y trouve quelques horizons de roches basiques (Exemple: Des amphibolites riches en grenats).

b) "La série de Fully" à l'extrémité NE des Aiguilles Rouges (rive droite du Rhône). Elle comprend des migmatites fondamentales (granodiorites).

Le deuxième massif, celui du Mont-Blanc, est visible au bas de notre carte. Il s'ennoie axialement près des Bains de Saxon.

4. ZONE PERMO-CARBONIFERE

Cette zone enserrée dans le massif des Aiguilles Rouges forme le synclinal complexe de Salvan - Le Châtelard. Ses constituants sont principalement des conglomérats et des grès.

Cette brève esquisse géologique va nous servir de support à l'interprétation des informations gravimétriques insuffisantes à elles seules prises hors de leur contexte.

10.4. EXAMEN DE L'ANOMALIE DE BOUGUER DE LA PLAINE DU RHONE ENTRE ST-MAURICE ET SAXON.

Pour saisir la valeur de notre carte de l'anomalie de Bouguer (Planche I), nous mentionnons d'entrée certaines difficultés causées par:

1. L'importance du relief topographique
2. Les changements géologiques fréquents sur de faibles distances
3. L'étroitesse de la zone investiguée.

L'allure complexe de notre anomalie de Bouguer nous a conduits à établir une carte schématique des isanomales de l'anomalie régionale.

10.4.1. Examen de la carte schématique de l'anomalie régionale

Afin de dégager l'évolution régionale de nos anomalies de la pesanteur, nous avons reproduit sur la figure 23 le comportement moyen des isanomales de Bouguer (densité 2,67) sur la

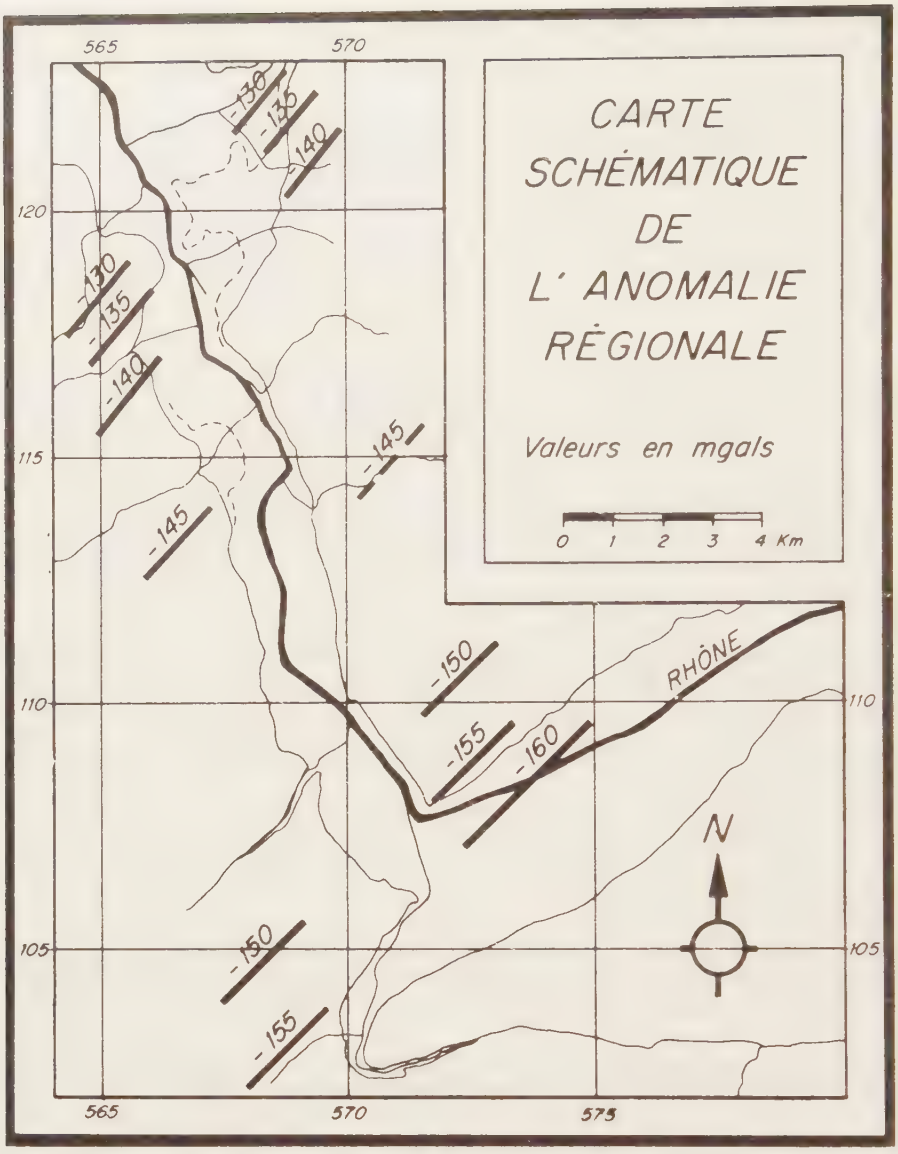


Fig. 23 Carte schématique de l'anomalie régionale

périphérie de notre étude. Une première vision de ce schéma montre que l'orientation générale de ces isolignes est conforme à celle mise en évidence par la carte de l'anomalie de Bouguer en Suisse Romande. On y reconnaît aisément la direction SW-NE que l'on attribue à l'isostasie des Alpes. Par contre à la décroissance régulière de la valeur des isogales s'ajoutent des variations rapides. Il faut chercher leurs causes dans une ou plusieurs structures moins profondes.

La carte schématique nous permet de subdiviser la région en trois zones suivant l'importance du gradient horizontal. En allant du Nord au Sud, on rencontre une première zone à fort gradient aux environs de St-Maurice, puis une seconde, couvrant le centre de notre étude, avec un gradient relativement faible et, enfin, la dernière, proche de Martigny, où le gradient est à nouveau plus marqué.

On relève en outre qu'il existe pour les zones deux et trois un décalage entre les isolignes de part et d'autre de la vallée transversale (fig. 23).

Pour analyser cette évolution de l'anomalie régionale d'un point de vue qualitatif, nous prenons pour base de comparaison le gradient horizontal moyen calculé d'après la carte de Bouguer de la Suisse Romande le long de la vallée. Ce gradient est de l'ordre de 1,5 mgal/km.

Nous avons déjà mentionné que le gradient le plus intense se situe dans la zone sédimentaire autochtone de St-Maurice. Cette variation rapide de la pesanteur s'étend sur approximativement 3 km. Sur cette distance le gradient est environ trois fois plus fort que la normale, c'est-à-dire de 5 mgals/km. Il nous semble qu'il existe une relation entre ce phénomène et le verrou de St-Maurice.

Si nous raisonnons gravimétriquement, nous constatons que nous avons un lourd relatif en aval de ce verrou.

En remontant la vallée, les valeurs de l'anomalie décroissent lentement, puis beaucoup plus rapidement pour enfin reprendre leur lente décroissance. Nous attribuons ces variations à la présence à l'aval d'un compartiment plus lourd. Il est peut-être lié à un épaississement considérable du sédimentaire autochtone sur le socle cristallin, entre le torrent du Mauvoisin et la fin du verrou. En acceptant cette hypothèse, nous devons admettre que l'ensemble sédimentaire massif est légèrement plus dense que le cristallin. Dans l'état actuel de nos connaissances sur le substratum nous ne pouvons tirer davantage d'informations de ces observations gravimétriques.

La deuxième zone présente un étalement des isolignes. Nous mettons ce caractère en rapport avec la présence du massif cristallin des Aiguilles Rouges. Sur la rive gauche du Rhône, la zone comprise entre -145 et -150 mgals correspond à la culmination du massif. Cette culmination est mise en évidence sur une carte structurale de la base du trias autochtone (G.F. Amberger 1960). Sur la rive droite, les isolignes -145 et -150 mgals sont décalées, elles se sont rapprochées. Là encore cette évolution confirme les observations de la carte structurale citée. Ces deux courbes limitent la culmination majeure du massif. On peut également mentionner que l'ennoiement du cristallin sous les unités helvétiques joue un rôle dans la déformation des isanomales d'une rive à l'autre.

Finalement, dans la troisième zone, le gradient est à nouveau plus intense. Il est la somme du gradient isostatique et du gradient provoqué par des alluvions légères.

Nous venons de présenter les traits régionaux de l'anomalie de pesanteur. Il nous faut maintenant passer à une analyse de détail pour les zones qui s'y prêtent.

10.5. LES ANOMALIES DE BOUGUER RESTREINTES

La carte schématique de l'anomalie régionale nous a permis de mettre en évidence dans les lignes générales les rapports existant entre ce type d'anomalie et certaines des grandes structures géologiques en présence (à l'échelle de la carte).

Nous nous proposons maintenant d'étudier en détail deux zones par l'entremise de leurs anomalies résiduelles pour les associer plus intimement à la géologie connue à ce jour.

10.5.1. ZONE DE ST-MAURICE

Cette zone est avant tout caractérisée par sa morphologie. La vallée semble s'arrêter contre une muraille de calcaire, le plateau de Vérossaz et les collines de Chièvres, que le Rhône sépare en s'écoulant dans une gorge. C'est avec une grande curiosité que nous avons scruté la carte de l'anomalie de Bouguer pour trouver une empreinte de ce phénomène morpholo-

gique. Pour ce faire nous avons utilisé l'anomalie de Bouguer calculée pour une densité de 2,5 (voir 9.6.).

L'allure des isanomales de cette zone laisse présager des anomalies locales que nous dégageons en éliminant le fond général, appelé anomalie régionale.

La carte de Bouguer montre une décroissance générale du nord au sud et une orientation des courbes NE–SW au centre de la zone, alors que sur les bords gauche et droit elle est NNE–SSW. Sur la base des points expérimentaux nous avons ajusté, par la méthode des moindres carrés, une surface analytique représentant au mieux cette tendance générale. C'est finalement par une surface du 4e degré que nous simulons cette anomalie régionale (fig. 24). La différence entre les valeurs de la carte de l'anomalie de Bouguer et de la carte régionale met en évidence les anomalies résiduelles "proches" de la surface représentées sur la figure 25. Cette carte résiduelle montre les anomalies positives et négatives liées directement à la géologie observable en surface.

Une première anomalie, positive s'étale sur la majeure partie de la carte. Elle a un contour bien défini par l'isoligne de + 1 mgal, elle correspond aux deux promontoires de calcaires autochtones formant sur la rive gauche le plateau de Vérossaz et sur la rive droite les collines de Chiètres. Ce vaste "plateau" est incliné au NE.

Cette anomalie forme un léger ensellement. Le rétrécissement est dû au remplacement des calcaires érodés par des matériaux alluvionnaires plus légers.

En outre la courbe + 1 mgal montre, au nord, que de part et d'autre du Rhône, l'autochtone se prolonge sous les terrains quaternaires. Sur la rive droite en particulier, le sédimentaire est proche de la surface au NNE du lieu dit "Les Mûriers."

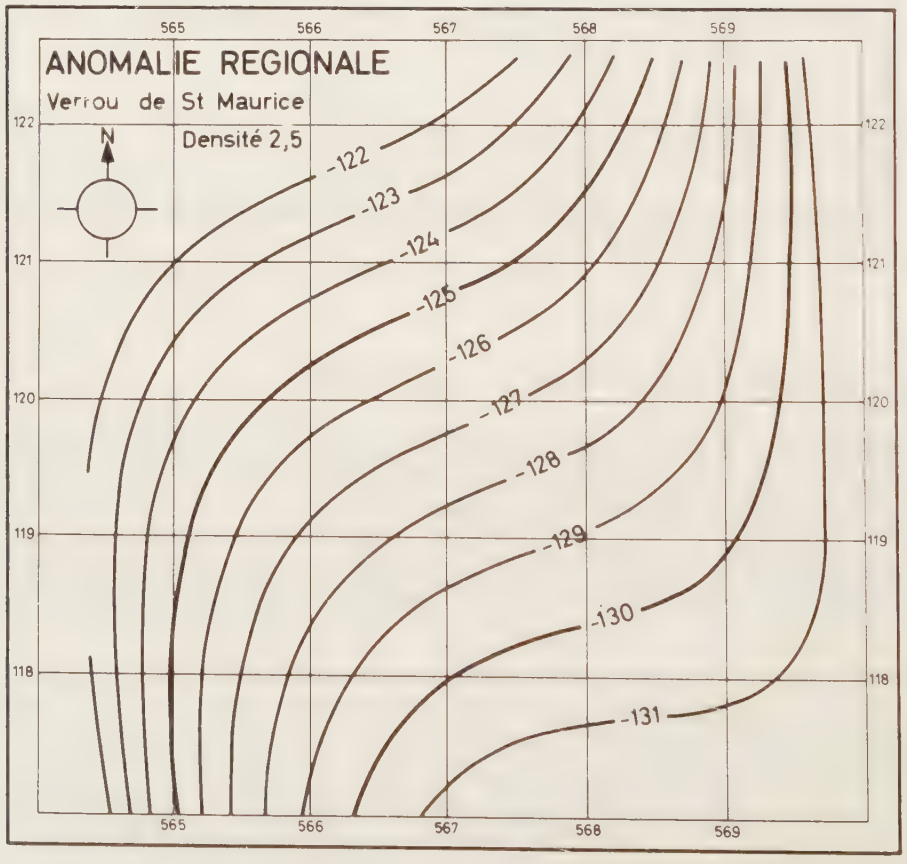


Fig. 24 Anomalie régionale de la zone de St-Maurice

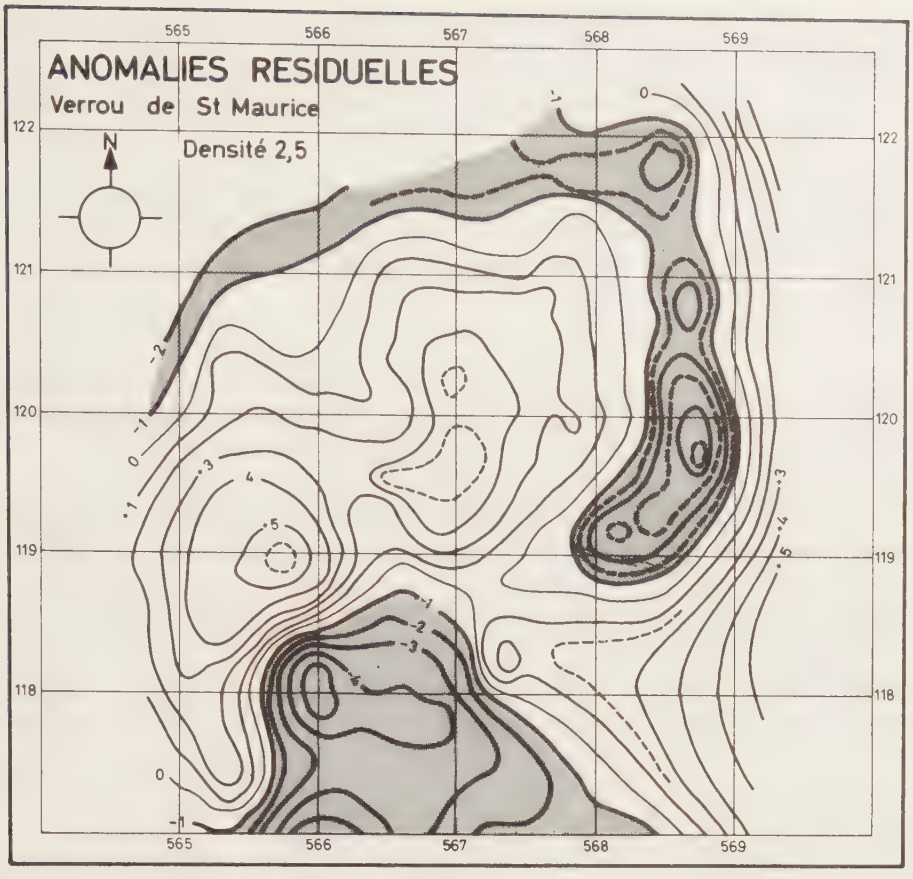


Fig. 25 Anomalies résiduelles de la zone de St-Maurice

Dans notre carte résiduelle (fig. 25), la deuxième anomalie principale, négative, se présente sous la forme d'un "chenal" gravimétrique étroit suivant en partie le pourtour des collines de Chiètres. Cet axe léger, Lavey - Le Châtel - Bex coincide avec une bande de terrains meubles formée en surface par les cônes de déjection du Courset qui descend des hauteurs de Javerne.

Si nous admettons comme hypothèse de travail que cette anomalie est provoquée par un sillon rempli de dépôt quaternaire, nous pouvons très sommairement en calculer la profondeur. Postulons que ce sillon a une forme de V et que son ouverture en surface est définie par les flancs de la dépression visible; on peut alors écrire que l'attraction maximum d'un tel modèle est :

$$g_{max} = 4G\rho W \cdot \left\{[h/(h^2 + 1)] \cdot [(\pi/2) + h \cdot \ln h]\right\} \qquad (59)$$

où
ρ = différence de densité
2W = largeur de la vallée
hW = profondeur de la vallée

Cette relation nous donne, connaissant la valeur maximum de l'anomalie, une valeur indicatrice de la profondeur.

Un abaque exprimant la fonction $g_{max} / 4 G \rho W$ permet de trouver facilement la valeur de h (Grant & West, 1965)

En admettant une différence de densité de 0,3 entre la roche encaissante et le remplissage, nous obtenons, pour la zone d'anomalie maximum une profondeur de l'ordre de 450 mètres.

Cette valeur paraît un peu forte, mais en tenant compte des altitudes des mesures on constate que le sillon aurait une profondeur d'environ 290 mètres sous le niveau de la plaine. Cette information est très intéressante rappelons pourtant qu'elle ne fournit qu'un ordre de grandeur.

Ces résultats sont une confirmation de l'hypothèse émise par M. Lugeon (1901) dans son étude "Sur la fréquence dans les Alpes de gorges épigénétiques et sur l'existence de barres de calcaires de quelques vallées suisses."

Nous citons:

"Vers l'est, les collines (de Chiètres) sont séparées de la montagne par une dépression où comme le long du Courset n'existe aucun affleurement. Il semble évident que cette dépression en hémicycle qui contourne les collines est un ancien cours du Rhône."

Lugeon précise encore qu'en passant par cet endroit, le Rhône a obéi à la loi des vallées monoclinales en coulant vers le point le plus bas des couches au pied de la montagne.

Signalons encore que nous n'avons pu mettre en évidence la gorge des Chenalettes qui devrait couper les collines à leur extrémité SW (Lugeon M. & Gagnebin E., 1937). Si cette gorge existe, son étroitesse l'a faite échapper à nos mesures.

10.5.2. Zone de Martigny

Dans cette zone de Martigny, nous passons à la partie longitudinale de la vallée du Rhône. Géologiquement, nous nous situons entre les massifs cristallins des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc. Martigny se place dans le prolongement du synclinal complexe sédimentaire de Chamonix.

En abordant l'étude de cette zone par la gravimétrie, il était intéressant d'essayer de poursuivre sous les alluvions de la vallée, au NE de Martigny, les reliques du synclinal ainsi que de préciser la morphologie du fond de la vallée.

L'anomalie de Bouguer (Planche I, densité 2,67) montre des déformations attribuables à ces deux causes. C'est la courbe -165 mgals qui souligne le mieux ces déformations.

Nous avons établi une carte de l'anomalie régionale limitée à cette zone (fig. 26) par la méthode analytique déjà décrite. La carte résiduelle (fig. 27) qui en découle fait ressortir principalement un axe léger concordant avec le centre de la vallée actuelle et un axe lourd.

Nous identifions cet axe lourd situé sur l'emplacement de Martigny comme étant en liaison avec le synclinal. Il s'arrête brusquement en débouchant de la vallée de la Drance sur celle du Rhône. Son extrémité E s'atténue cependant pour se développer avec plus de vigueur en direction de Saxon. Nous pensons que cette réapparition de l'axe positif est provoquée par la présence à "faible" profondeur de sédiments appartenant au synclinal. L'affleurement de trias au NE de Charrat semble le confirmer.

Quant à l'anomalie négative bien marquée, elle va nous permettre une bonne analyse du paléo-relief de la vallée.

Nous avons admis, pour simplifier le calcul, que nous sommes en présence d'une structure dont un des axes est infiniment long (sens de la vallée). Dans ce cas on peut résoudre le problème dans un système à deux dimensions correspondant à la coupe transversale de la vallée.

Nous avons utilisé ici l'abaque de Jung. Comme on le voit sur les figures 29, 30, 31, les profondeurs maxima obtenues sont comprises entre 400 et 500 mètres. Elles ont été déter-

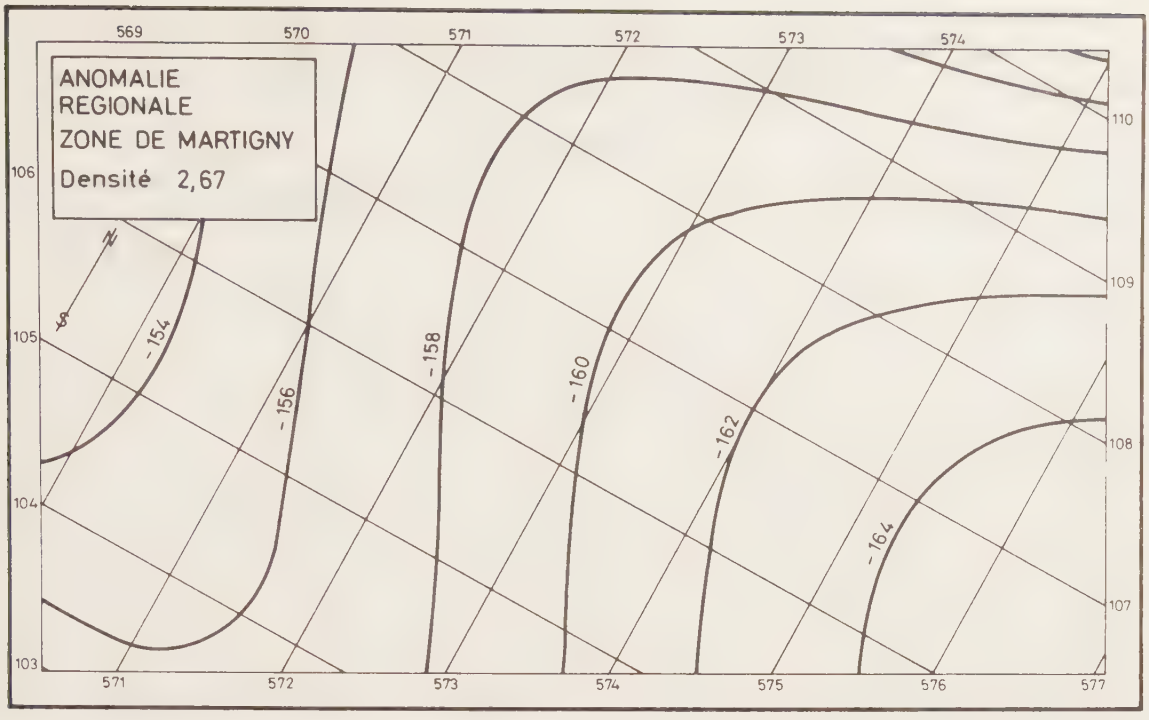


Fig. 26 Anomalie régionale de la zone de Martigny

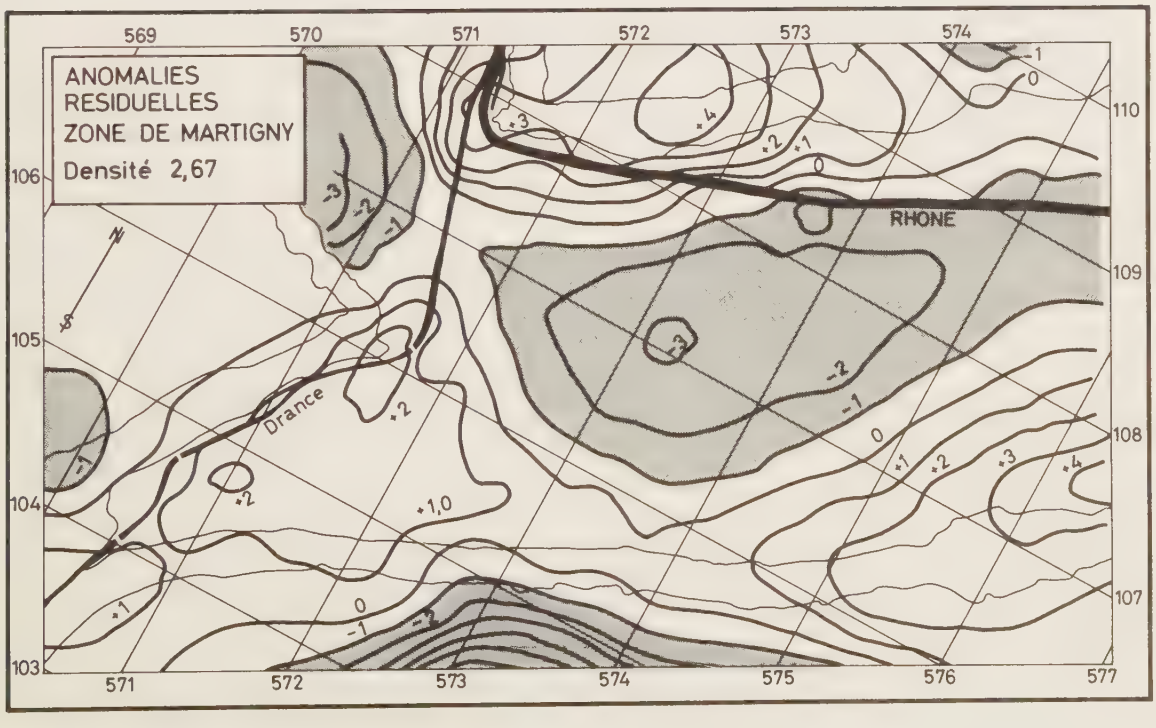


Fig. 27 Anomalies résiduelles de la zone de Martigny

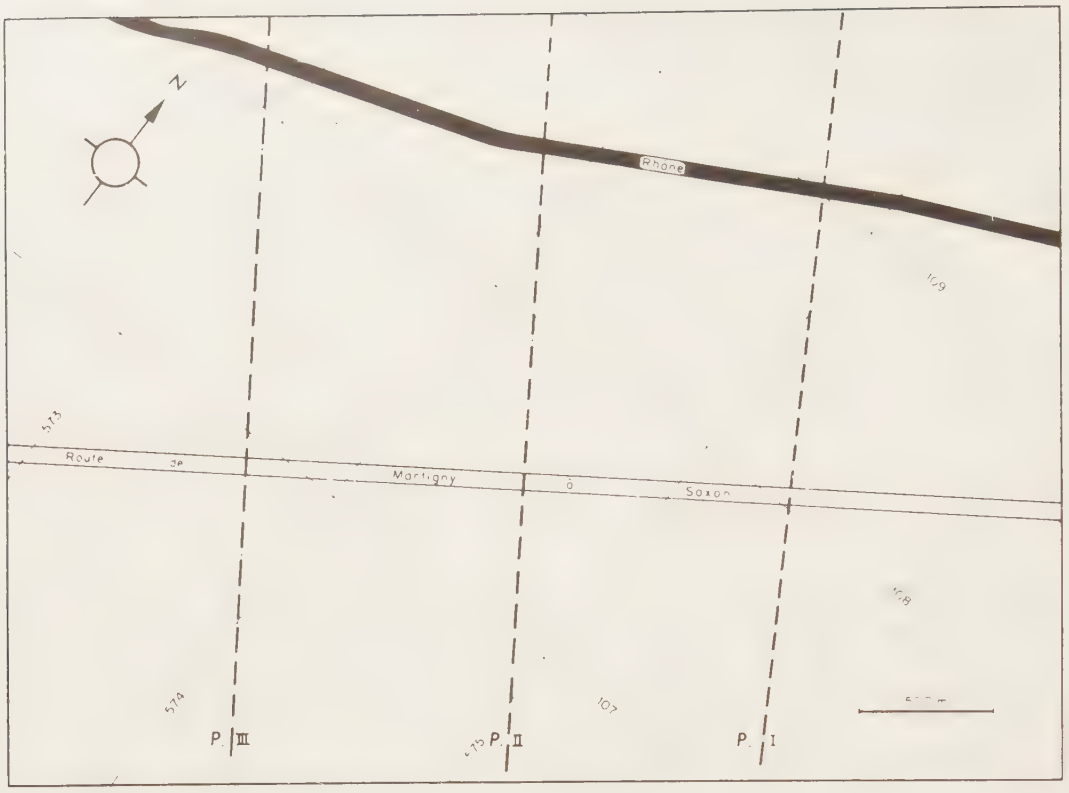


Fig. 28 Situation des profils gravimétriques I, II et III

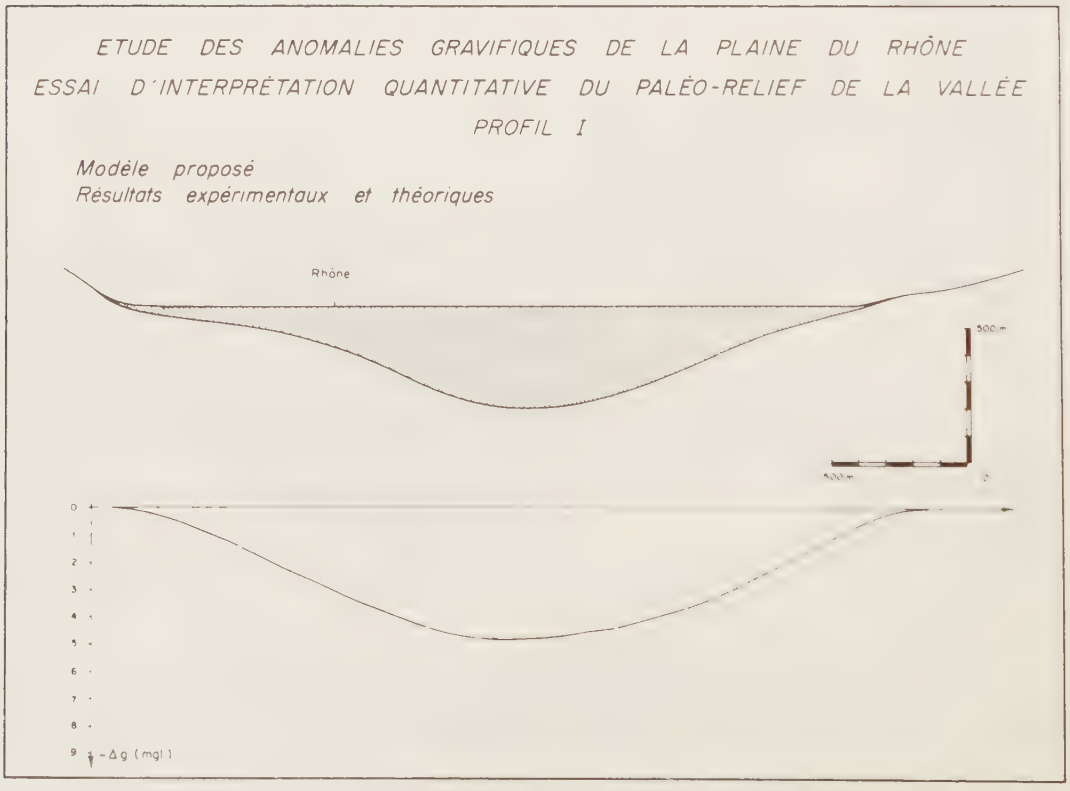


Fig. 29 Profil I: Essai d'interprétation du paléo-relief de la Vallée, section Martigny-Saxon

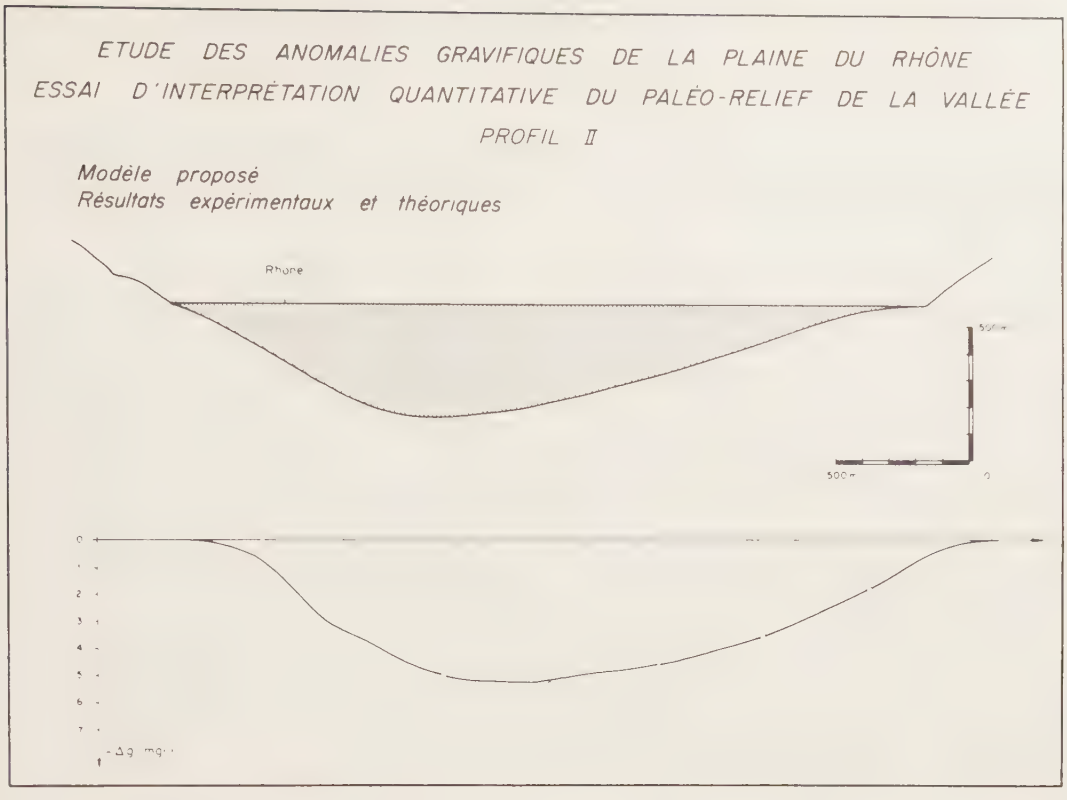


Fig. 30 Profil II: Essai d'interprétation du paléo-relief de la Vallée, section Martigny-Saxon

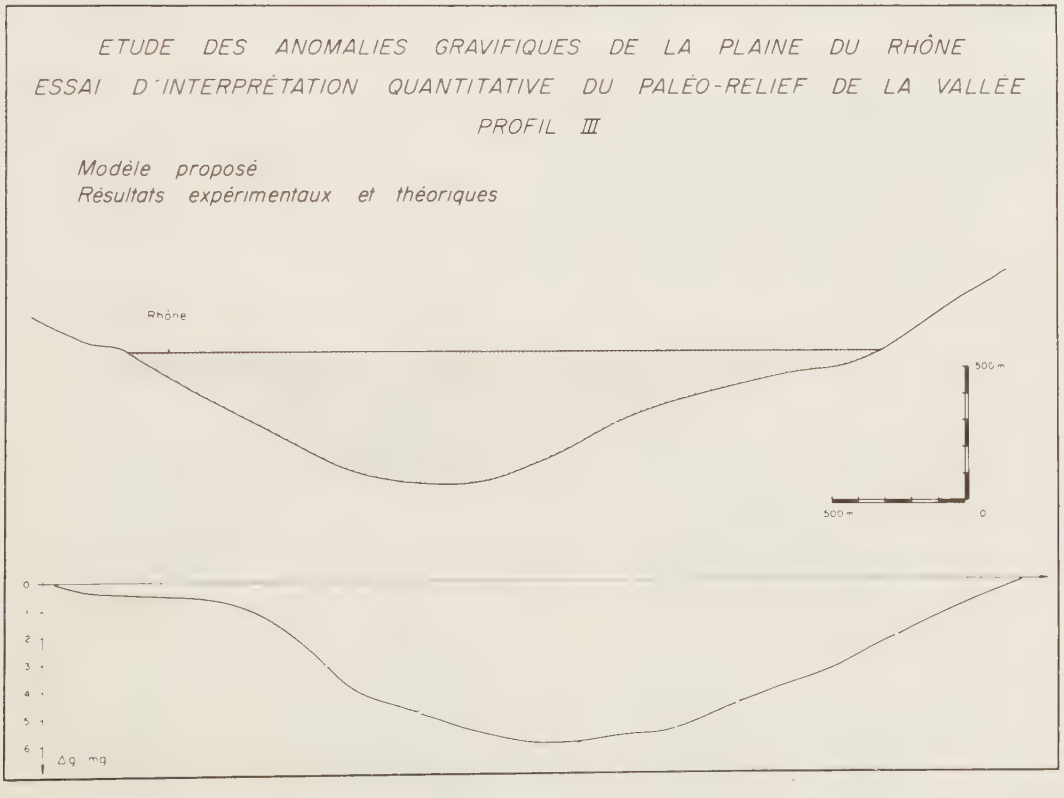


Fig. 31 Profil III: Essai d'interprétation du paléo-relief de la Vallée, section Martigny-Saxon

minées par trois profils. Ces résultats ne doivent pas être pris à la lettre, car en réalité les hypothèses de départ: une structure infiniment longue et un contraste de densité de 0,4, ne sont pas nécessairement entièrement satisfaites.

Nos profils donnent une forme probable simplifiée du paléo-relief. Ne connaissant pas exactement la limite entre le sédimentaire et le cristallin, nous avons admis qu'il n'existe qu'un seul contraste de densité.

Ces coupes (fig. 29, 30, 31) montrent que l'axe de la vallée se déplace en direction de la rive droite vers l'aval et que le flanc droit a une pente plus marquée.

Les profondeurs maxima calculées à partir de l'anomalie gravimétrique, paraissent de prime abord assez extraordinaires. Cependant nous avons la chance d'avoir, un peu en aval du coude du Rhône, et légèrement en amont de notre profil I, des profondeurs établies grâce à des sondages électriques qui corroborent nos résultats.

Dans la partie aval, nous disposons entre Martigny et Vernayaz d'un profil de sondages électriques (Lugeon M. & Oulianoff N., 1939) que nous avons réinterprétés. Ces sondages donnent une profondeur maximum d'environ 400 mètres.

Pour la partie amont, un seul sondage électrique (fig. 32), (Meyer de Stadelhofen C. & Favini G.C., 1966) situé aux coordonnées 576 575 / 109 375, c'est-à-dire placé un peu sur la gauche de l'axe de la plaine alluviale, donne une profondeur de l'ordre de 300 m. Cette valeur montre une concordance raisonnable avec nos coupes.

Par conséquent nous pouvons dire que le modèle que nous avons établi, grâce aux mesures gravimétriques, fournit une image correcte de la paléomorphologie de ce secteur de vallée. Il va sans dire que pour être valable, cette image reste approximative.

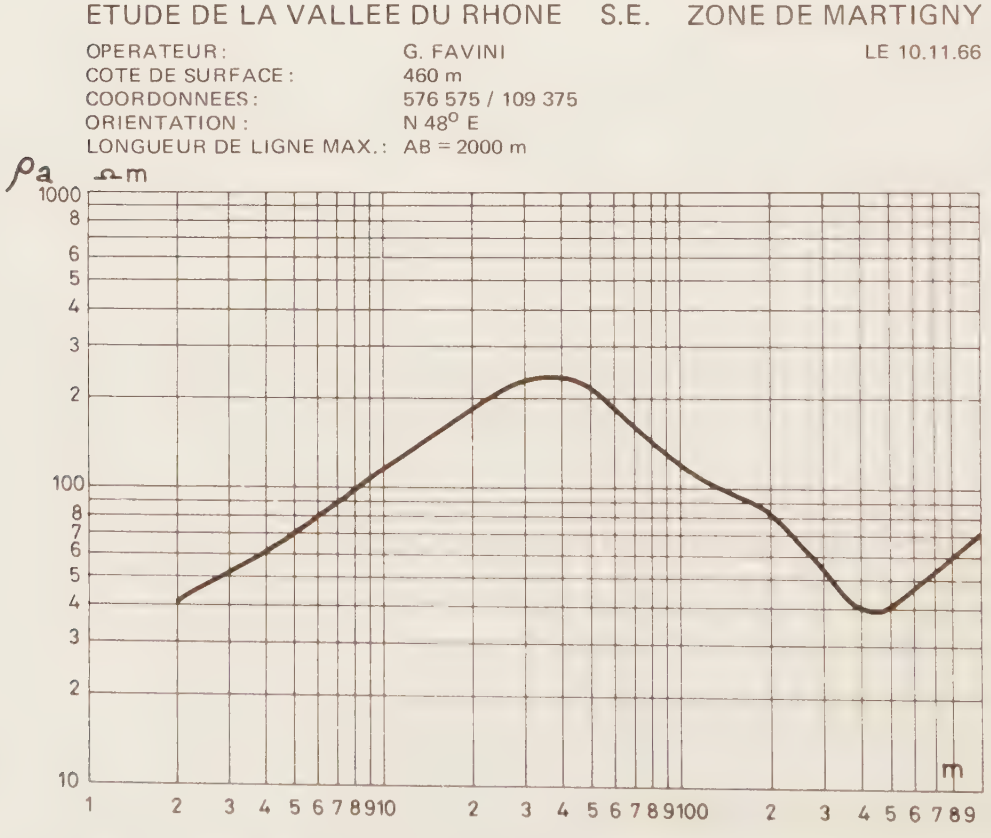


Fig. 32 Sondage électriques dans la plaine du Rhône

CHAPITRE 11 – CONCLUSIONS

Nous avons montré dans la première partie de notre travail comment se développe l'investigation gravimétrique par la comparaison des mesures avec une norme que l'on se donne à priori : le modèle.

Dans une deuxième partie, nous avons tenté de synthétiser les différentes méthodes qui permettent d'analyser l'écart existant entre le modèle et la réalité. Bien que toutes les méthodes envisagées soient purement mathématiques, il faut insister sur le fait qu'elles ne doivent pas masquer l'aspect physique du problème qui a nécessité leur emploi.

Finalement, dans une troisième partie, l'étude de la région de St-Maurice/Saxon, nous permet de donner un exemple de développement gravimétrique. Cet exemple nous a conduits à mettre en évidence ou à préciser certains points :

– Les variations importantes du gradient gravimétrique horizontal associé au verrou de St-Maurice.

– Le paléo-relief de la Vallée du Rhône dans la section Martigny-Charrat.

– L'importance du remplissage quaternaire dans toute la vallée.

– L'existence du Chenal de Lavey - Le Châtel - Bex, ancien cours du Rhône.

Nul doute que ces mesures doivent permettre d'autres découvertes encore lorsqu'elles auront été complétées par des travaux ultérieurs.

D'autre part, les données physiques que nous fournissons restent valables même en dehors des modèles explicatifs que nous avons choisis. Chacun peut les remodeler à sa guise et y puiser de nouvelles informations.

TABLE DES FIGURES

		Page
Fig. 1	Effet de terrain	13
Fig. 2	Plateau Bouguer	15
Fig. 3	"Calotte sphérique"	16
Fig. 4	Equivalence entre le plateau Bouguer d'épaisseur h et une "calotte sphérique" de rayon R.	18
Fig. 5	Effet du relief topographique; la courbure terrestre étant négligeable	19
Fig. 6	Effet du relief topographique; la courbure terrestre n'étant pas négligeable	20
Fig. 7	Effet du relief topographique en fonction du rayon de la zone d'influence; dans la plaine du Rhône	22
Fig. 8	Gabarit représentant la subdivision en secteurs de couronnes concentriques	23
Fig. 9	Compartimentage par coordonnées géographiques	24
Fig. 10	Ligne de masse équivalente à la masse du parallélépipède	27
Fig. 11	Erreur relative en assimilant à une ligne de masse une "colonne" de relief	28
Fig. 12	Cercles de rayons canoniques pour un canevas à mailles carrées, définissant les points utilisés pour le calcul de la valeur moyenne de g	39
Fig. 13	Représentation symbolique de l'action d'un filtre; élimination de la composante basse fréquence	42
Fig. 14	Exemple de présentation des résultats du calcul de l'effet du relief topographique	53
Fig. 15	Exemple d'organigramme du traitement numérique de l'anomalie de Bouguer	54
Fig. 16	Carte topographique de la région St-Maurice/Saxon	58
Fig. 17	Base gravimétrique I	60
Fig. 18	Base gravimétrique II	61
Fig. 19	Modèle topographique; coupures 15' x 15', digitalisées	63
Fig. 20	Modèle topographique; coupures 60' x 120', digitalisées	64
Fig. 21	Carte de l'anomalie de Bouguer en Suisse Romande et région avoisinante	74
Fig. 22	Profil gravimétrique régional Aigle / Bourg St Pierre	75
Fig. 23	Carte Schématique de l'anomalie régionale	78
Fig. 24	Anomalie régionale de la zone de St-Maurice	80
Fig. 25	Anomalies résiduelles de la zone de St-Maurice	81
Fig. 26	Anomalie régionale de la zone de Martigny	83
Fig. 27	Anomalies résiduelles de la zone de Martigny	83
Fig. 28	Situation des profils gravimétriques I, II et III	84
Fig. 29	Profil I: Essai d'interprétation du paléo-relief de la Vallée, section Martigny - Saxon	84
Fig. 30	Profil II: Essai d'interprétation du paléo-relief de la Vallée, section Martigny - Saxon	85
Fig. 31	Profil III: Essai d'interprétation du paléo-relief de la Vallée, section Martigny - Saxon	85
Fig. 32	Sondage électrique dans la plaine du Rhône	86

PLANCHES HORS TEXTE

Pl. I Anomalie de Bouguer de la plaine du Rhône, densité 2,67

Pl. II Esquisse géologique de la plaine du Rhône

BIBLIOGRAPHIE

AGOCS, W.G. (1951): Least squares residual anomaly determination. Geophys., vol. 16, No. 4, pp. 686-696.

AMBERGER, G.F. (1960): L'autochtone de la partie NW du massif des Aiguilles Rouges. Thèse, Genève, 103 p.

BADOUX, H. (1967): dans "Guide Géologique de la Suisse", 2 éd., Publ. de la Soc. Géol. Suisse, Ed. Wepf Co, Bâle. Fasc. 1, pp. 7-11 et Fasc. 2, pp. 88-93.

BAESCHLIN, C.F. (1948): Lehrbuch der Geodäsie. Zürich, Orell Füssli Verlag, 892 p.

BARANOV, V. (1953): Calcul du gradient vertical du champ de gravité ou du champ magnétique mesuré à la surface du sol. Geophys. Prospect., vol. 1, No. 3, pp. 171-191.

BARANOV, V. (1954): Sur une méthode analytique de calcul de l'anomalie régionale. Geophys. Prospect., vol. 2, No. 2, pp. 203-226.

BARANOV, V. & TASSENCOURT, J. (1954): Some remarks on the errors in the calculation of the vertical gradient of gravity. Geophys. Prospect., vol. 2, No. 4, pp. 285-289.

BARANOV, V. (1960): Le rôle des mathématiques dans l'art de l'interprétation. Geophys. Prospect., vo. 8, No. 2., pp. 141-147.

BATCHA, J.P. & REESE, J.R. (1964): Surface determination and automatic contouring for mineral exploration, extraction and processing. Quarterly of the Colorado School of Mines, vol. 59, No. 4, Part A, pp. 1-14.

BATEMAN, H. (1946): Some integral equations of potential theory. Journal of Applied Physics, vol. 17, pp. 91-102.

BOTT, M.H.P. (1959): The use of electronic digital computors for the calculation of gravimetric terrain corrections. Geophys. Prospect., vol. 7, No. 1, pp. 45-54.

BOTT, M.H.P. (1960): The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. Geophys. Journal of the R.A.S., vol. 3, pp. 63-67.

BRACEWALL, R. (1965): The Fourier Transform and its applications. New-York, McGraw-Hill Book Co., 381 p.

BYERLY, P.E. (1965): Short Note: Convolution filtering of gravity and magnetic maps. Geophys. vol. 30, No. 2, pp. 281-283.

BULLARD, E.C. (1936): Gravity measurements in East Africa. Phil. Trans. Roy. Soc., London, ser. A, vol. 235.

CAIN, J.C. & NEILON, J.R. (1963): Automatic mapping of the geomagnetic field. J. of Geophys. Research, vol. 68, No. 16, pp. 4689-4696.

COMMISSION GEODESIQUE SUISSE (1959): Gravimetermessungen in den Jahren 1953 bis 1957. Astronomisch-geodätische Arbeiten in der Schweiz. Serv. Topogr. Fédéral, Wabern/Bern.

CORON, S. (1959): Grandes variations de la pesanteur dans la région des Alpes occidentales. C.R. Ac. Sc., Tome 248, No. 22, pp. 3193-3195.

CORON, S. (1963): Aperçu gravimétrique sur les Alpes occidentales. Dans Séismologie (Recherches dans les Alpes occidentales), Année Géophysique Internationale; participation française C.N.R.S., Série 12, fasc. 2, pp. 31-37.

CRAIN, E.K. & BHATTACHARYYA, B.K. (1967): Treatment of non equispaced two dimensional data with a digital computer. Geoexploration, vol. 5, No. 4, pp. 173-194.

DEAN, W.C. (1958): Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. Geophys., vol. 23, No. 1, pp. 97-127.

ELKINS, T.A. (1951): The second derivative method of gravity interpretation. Geophys., vol. 16, No. 1, pp. 29-50.

ELKINS, T.A. (1952): The effect of random errors in gravity data on second derivative values. Geophys., vol. 17, No. 1. pp. 70-88.

EVJEN, H.M. (1936): The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. Geophys., vol. 1, No. 1, pp. 127-136.

GONET, O. (1965): Etude gravimétrique de la plaine du Rhône - Région St-Maurice - Lac Léman. Mat. pour la géologie de la Suisse, série Géophysique No. 6, 50 p.

GRANT, F.S. & ELSAHARTY, A.F. (1962): Bouguer gravity corrections using a variable density. Geophys., vol. 27, No. 5, pp. 616-626.

GRANT, F.S. & WEST, G.F. (1965): Interpretation theory in applied geophysics. New-York, McGraw-Hill Book Co., 583 p.

HEISKANEN, W.A. (1953): Isostatic reductions of gravity anomalies by high-speed computing machines. An. Acad. Scient. Fennicae, Helsinki, ser. A, sec. 3, No. 33, pp. 3-11.

HEISKANEN, W.A. & MORITZ, H. (1967): Physical geodesy. San Francisco, Freemann and Co., 363 p.

HENDERSON, R.G. & ZIETZ, I. (1949): The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. Geophys., vol. 14, No. 4, pp. 508-516.

HIRVONEN, R.A. (1960): New Theory of Gravimetric Geodesy. Publ. of Isostatic Institute of the International Assoc. of Geodesy (Helsinki), No. 32, 50 p.

HOLLOWAY, J.L. (1958): Smoothing and filtering of time series and space fields. Advances in Geophysics, vol. 4, pp. 351-389., New-York, Academic Press.

I.B.M. (1967): 1130 Numerical surface techniques and contour map plotting. Publication H 20-0357-0, 79 p.

KANE, M.F. (1962): A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. Geophys., vol. 27, No. 4, pp. 455-462.

KNODEL, K. (1966): Anwendungsmöglichkeiten elektronischer Rechenautomaten bei der Auswertung gravimetrischer Anomalien. Geophysik und Geologie Beiträge zur Synthese zweier Wissenchaften, Leipzig, Folge 8, pp. 64-72.

KRUMBEIN, W.C. (1959): Trend surface analysis of contour type maps with irregular control point spacing. J. of Geophys. Research, vol. 64, No. 7, pp. 823-834.

KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L. (1963): Stratigraphy and sedimentation (2nd Edition), San-Francisco, Freemann and Co., 660 p.

KRUMBEIN, W.C. & GRAYBILL, F.A. (1965): An introduction to statistical models in geology. McGraw-Hill Book Co., 475 p.

KRUMMENACHER, D. (1959): Le cristallin de la région de Fully (Valais). Thèse, Genève, 286 p.

LA PORTE, M. (1962): Elaboration de cartes gravimétriques déduites de l'anomalie de Bouguer à l'aide de la calculatrice électronique. Geophys. Prospect., vol. 10, No. 3, pp. 238-257.

LA PORTE, M. (1963): Calcul de la forme d'une structure homogène à partir de son champ gravimétrique. Geophys. Prospect., vol. 11, No. 3, pp. 276-291.

LEJAY, P. (1947): Développements modernes de la gravimétrie. Paris, Ed. Gauthier-Villars, 243 p.

LEVALLOIS, J.J. (1967): Quelques remarques sur l'emploi des modèles terrestres en gravimétrie théorique. Communication à la XIV^{e} Assemblée Générale de l'Ass. Int. de Géodésie. Lucerne.

LUGEON, M. (1901): Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. Ann. Géogr., Tome 10, Paris, pp. 295-317.

LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. (1937): La géologie des collines de Chiètres. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., vol. 59, No. 243.

LUGEON M. & OULIANOFF N. (1938): L'alluvion du Rhône valaisan; Méthode géoélectrique. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., vol. 60, No. 247, pp. 151-175.

NAUDY, H. & NEUMANN, R. (1965): Sur la définition de l'anomalie de Bouguer et ses conséquences pratiques. Geophys. Prospect., vol. 13, No. 1, pp. 5-11.

NIETHAMMER, T. (1910, 1911, 1916 et 1921): Schwerebestimmungen in der Schweiz. Astronomisch-geodätische Arbeiten in der Schweiz, vol. 12, 13, 15 et 16.

OLIVIER, R. & WAGNER, J.J. (1966): Calcul de la valeur normale de la pesanteur à partir des coordonnées topographiques suisses. (Publication en cours).

PLOUFF, D. (1966): Digital terrain corrections based on geographic coordinates. Paper presented at the 36 Meeting of the Society of Exploration Geophysicists.

POLDINI, E. (1963): Les anomalies gravifiques du canton de Genève. Mat. pour la géologie de la Suisse, série géophysique No. 4, 63 p.

ROSENBACH, O. (1953): A contribution to the computation of the "second derivative" from gravity data. Geophys. vol. 18, No. 4, pp. 894-912.

SCHLEUSENER, A. (1953): Radius der sphärischen Bouguer-Platte bei Benutzung des üblichen ebenen Bouguer-Factors 0,0419 mgal/m. Zeitschr. für Geophysik, Sonderband, No. 19, pp. 29-32.

SCHLEUSENER, A. (1953): Der Grösste Ring bei Geländeverbesserung der Gravimetrie der Lagerstätten-geophysik. Zeitschr. für Geophysik, Sonderband, No. 19, pp. 33-36.

TRUMPY, R. (1951): Sur les racines helvétiques et les schistes lustrés entre le Rhône et la Vallée de Bagne. Eclog. Geol. Helv., vol. 44, No. 2, pp. 338.

WHITTEN, E.H.T. (1964): Short notes; Process-response models in geology. Geological Soc. of America Bulletin, vol. 75, pp. 455-464.

ZURFLUEH, E.G. (1967): Application of two dimensional linear wavelength filtering. Geophys., vol. 32, No. 6, pp. 1015-1035.

INSTITUT DE GÉOPHYSIQUE
UNIVERSITÉ DE GENÈVE

ETUDE DES ANOMALIES GRAVIFIQUES DE LA PLAINE DU RHÔNE

Région St Maurice – Saxon (VS)

CARTE DE L'ANOMALIE DE BOUGUER

DENSITÉ DU MODÈLE DE BOUGUER 2,67

EFFET DE RELIEF : RAYON MAXIMUM 58,8 Km

Référence des mesures : Réseau gravimétrique national
base Zurich : 980 667,0 mgals

Equidistance des isanomales : 1 mgal

ECHELLE
0 1 2 Km

N

INSTITUT DE GÉOPHYSIQUE
UNIVERSITÉ DE GENÈVE

ETUDE DES ANOMALIES GRAVIFIQUES DE LA PLAINE DU RHONE

Région St Maurice – Saxon (VS)

ESQUISSE GÉOLOGIQUE

Légende :

- Alluvions plus quelques dépôts morainiques
- Cône de déjection
- Sédimentaire principalement calcaires
- Schistes Cristallins s.l. principalement Gneiss
- Granites
- Zone permo – carbonifère principalement Grès et poudingue

ECHELLE
0 1 2 Km

D'après l'Atlas géologique de la Suisse 1 : 25.000
Feuilles : 37 Monthey 1960, 19 Diablerets 1939, 8 St Maurice 1934,
10 Saxon – Morcles 1937, 24 Finhaut 1951
et travaux de : N. Oulianoff (1924) Massif de l'Arpille,
C.G.S Sandberg (1905) Massif de la Pierre à Voir.